



Norges miljø- og  
biovitenskapelige  
universitet

**Masteroppgave 2019 30 stp**  
Fakultet for realfag og teknologi

# **Temperaturavhengighet i nedbørintensitet, nedbørfrekvens og nedbørtype på vestkysten av Spitsbergen**

Temperature dependency of intensity, frequency  
and type of precipitation on the west coast of  
Spitsbergen

**Sofie Sødal Eiksund**  
Miljøfysikk og fornybar energi



Temperaturavhengighet i nedbørintensitet,  
nedbørfrekvens og nedbørtype på vestkysten av  
Spitsbergen.

Fakultet for realfag og teknologi

Sofie Sødal Eiksund

15.05.2019



# Forord

Denne oppgaven markerer at fem år ved Norges miljø- og biovitenskapelige universitet er forbi. Jeg har nå en god bakgrunn i fysikk og programmering, samtidig som jeg har fått fordype meg i metrologi, luftkvalitet og klima. Parallelt med studiet har jeg hatt muligheten til å engasjere meg for klima, som har gitt meg mye ekstra motivasjon, uten at det har gått altfor mye utover universitetsprestasjonene. For alt dette og mye mer er jeg svært fornøyd med og takknemlig for studietiden på Ås.

Jeg vil takke Mareile Astrid Wolff for at jeg fikk prøve meg på en så spennende masteroppgave. Jeg setter stor pris på trivelige samtaler og all den gode hjelpen jeg har fått. Jeg vil og gjerne takke Ketil Isaksen og Andreas Dobler for god veiledning, nyttige tilbakemeldinger og hyggelige veiledningsmøter. Det har vært lærerikt og ikke minst veldig gøy å få prøve meg som klimaforsker på Meteorologisk institutt.

Jeg ønsker å takke pappa for gjennomlesninger, tilbakemeldinger, korrekturlesinger og diskusjoner. Det har gjort de siste ukene av masterløpet lettere, og oppgaven har blitt bedre. Det har og vært veldig fint å få råd og tips, og korrekturleste kapitler av Emil, Erik og Åshild.

Dette halvåret har vært en spennende prøvelse, og hadde ikke vært en like stor suksess uten god morgenstemming, gode diskusjoner og litt for lange pauser med Åshild, Linda og Erik.

Til slutt en liten stor takk til alle unge og gamle som bruker stemmen sin på å snakke om klima, og tiden sin på å arbeide for en bedre framtid for kloden vår.

---

Sofie Sødal Eiksund

Ås, 15. mai 2019



# Sammendrag

Temperaturen på Svalbard har økt med 3-5 °C de siste 50 årene, øygruppen er blant de områdene på jorda som har den største temperaturøkningen i denne perioden. Denne oppgaven ser på temperaturavhengighet i nedbør, og om det har endret seg de siste 50 årene.

I denne oppgaven er temperaturavhengighet i nedbørintensitet, nedbørfrekvens, og nedbørtype undersøkt ved fire målestasjoner på vestkysten av Spitsbergen, Svalbard. Det er også undersøkt om det er endringer i disse mellom periodene 1974-1995 og 1995-2019.

Det kommer fram at samtidig som temperaturen har steget har nedbørfrekvens og nedbørintensitet også økt, og en større andel av nedbøren har falt som regn. Endringen i frekvens, intensitet og fordeling av nedbørtyper skyldes økende temperatur og ikke endringer i temperaturavhengigheten til nedbør.





# Abstract

The temperature in Svalbard has increased by 3-5 °C during the last 50 years. The archipelago of Svalbard is among the areas in the world that have seen the largest increase in temperature during this period of time. This thesis studies the temperature dependency on precipitation, and whether that has changed in the last 50 years.

In this thesis the temperature dependency of intensity, frequency and type of precipitation is studied at four weatherstations at the west coast of Spitsbergen, Svalbard. One part of the analysis is to identify changes in temperature dependency of precipitation between the periods 1974-1995 and 1995-2019.

Results show that there has been an increase in intensity and frequency of precipitation in Svalbard, following the increase in temperature. There has also been a increase in the fraction of precipitation falling as rain. The changes to the frequency and intensity, and the increased fraction of liquid precipitation appears to be caused by the increasing temperature, and not by alterations in the temperature dependency of precipitation.



# Innholdsfortegnelse

<b>1</b>	<b>Introduksjon</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Teori</b>	<b>5</b>
2.1	Arktis . . . . .	5
2.1.1	Klima på Svalbard . . . . .	6
2.2	Endring i Klima . . . . .	9
2.2.1	Drivhuseffekten . . . . .	9
2.2.2	Temperaturøkning . . . . .	10
2.2.3	Arktisk forsterkning . . . . .	10
2.2.4	Temperaturøkning på Svalbard . . . . .	12
2.3	Nedbør . . . . .	14
2.3.1	Sammenheng mellom temperatur og nedbør . . . . .	14
2.3.2	Nedbørsituasjoner . . . . .	17
2.3.3	Type nedbør . . . . .	18
2.3.4	Topografi . . . . .	18
2.3.5	Sammenheng mellom årstid og vær . . . . .	19
2.4	Observasjoner . . . . .	21
2.4.1	Sporverdier i observasjoner . . . . .	21
2.4.2	Målefeil i og representativitet av nedbørsobservasjoner . . . . .	21
2.5	Meteorologisk reanalyse . . . . .	23
2.5.1	Nedskalering . . . . .	23
<b>3</b>	<b>Data og Metode</b>	<b>25</b>
3.1	Data . . . . .	25

3.1.1	Observasjoner . . . . .	25
3.1.2	Målestasjoner . . . . .	26
3.1.3	Modelldata . . . . .	29
3.2	Metode . . . . .	31
3.2.1	Nedbørintensitet . . . . .	32
3.2.2	Nedbørfrekvens . . . . .	33
3.2.3	Nedbørtype . . . . .	34
<b>4</b>	<b>Resultat</b>	<b>35</b>
4.1	Nedbørintensitet . . . . .	35
4.2	Nedbørfrekvens . . . . .	43
4.3	Nedbørtype . . . . .	48
4.3.1	Temperaturterskel . . . . .	49
<b>5</b>	<b>Diskusjon</b>	<b>51</b>
5.1	Økningsrate til nedbørintensitet med temperatur . . . . .	51
5.2	Endring i økningsrate for nedbørintensitet over tid . . . . .	53
5.3	Variasjon i nedbørintensitet og -frekvens mellom stasjonene . . . . .	54
5.4	Endring i nedbør forårsaket av endring i luftmasser . . . . .	55
5.5	Endring i frekvens over tid . . . . .	56
5.6	Tempertur ved nedbørhendelser . . . . .	57
5.7	Temperaturterskel for regn og snø . . . . .	58
5.8	Behandling av sporverdier . . . . .	59
5.9	Sammenligning av Svalbard-Imp-datasettet og observasjoner . . . . .	60
<b>6</b>	<b>Konklusjon og videre arbeid</b>	<b>63</b>
	<b>Litteraturliste</b>	<b>67</b>
<b>A</b>	<b>Tillegg</b>	<b>71</b>
A.1	Databehandling . . . . .	71

A.1.1	Observasjonsdata . . . . .	71
A.1.2	Svalbard-Imp-data . . . . .	71
A.1.3	Python . . . . .	71
A.2	Resultat . . . . .	72
A.2.1	Nedbørintensitet . . . . .	72
A.2.2	Nedbørfrekvens . . . . .	78
A.2.3	Nedbørtype . . . . .	82



# 1 — Introduksjon

## Bakgrunn

I følge IPCC (2018) er den globale gjennomsnittstemperaturen estimert til å ha økt med 1 °C i forhold til førindustriell tid på grunn av menneskelig aktivitet. Hvis menneskelig aktivitet fortsetter som i dag vil den globale oppvarmingen sannsynligvis nå 1,5 °C mellom 2030 og 2052 i forhold til førindustriell tid.

Utslipp av drivhusgasser varmer atmosfæren og fører til at klima, værsystemer og økosystem endres raskere enn det de har gjort på mange år. Endringer i den atmosfæriske sirkulasjonen som følge av en varmere atmosfære vil føre til at tørre områder blir tørrere og våte områder blir våtere på grunn av endringer i nedbørmønstre (IPCC, 2018). Disse endringene i nedbør påvirker økosystem og mennesker over hele kloden.

Klimaendringene gjør det vanskeligere å leve der livet allerede er hardt. I følge NRC/IDMC (2018) ble over 18 millioner mennesker drevet på flukt på grunn av værrelaterte katastrofer som flom, orkaner, stormer og tørke i 2017. Etter hvert som temperaturen fortsetter å øke vil ekstremvær øke i hyppighet og intensitet, og antall klimafordrevne vil stige (IPCC, 2018).

Arktis har et relativt kaldt klima. Dette skyldes lite innstråling fra sola i forhold til innstråling ved ekvator, og at snø og is i Arktis reflekterer mye av strålingen Arktis mottar. Det kalde klimaet i Arktis bidrar til å kjøle ned det globale klimasystemet ved å kjøle ned varmt vann som kommer til Arktis. Det er blant annet disse varme strømmene med vann som gir Norge og også vestsiden av Svalbard et relativt varmt klima sammenlignet med andre steder ved samme breddegrad (AMAP, 2017).

Temperaturen øker raskere i Arktis enn globalt. Dette medfører at også klimaet endrer seg raskere i Arktis. Smelting av is og snø i Arktis fører til at mer av den innkommende solstrålingen absorberes i klimasystemet i stedet for å reflekteres ut igjen. Dette fører til en raskere oppvarming av Arktis, og vil i økende grad framover

i tid føre til høyere havnivå etter hvert som Grønlandsisen smelter, og dette vil i tillegg påvirke sirkulasjonen i havet og værmønstre (AMAP, 2017).

Temperaturøkningen har allerede medført store endringer i det arktiske klimaet; havisen blir mindre i utbredelse og vannsirkulasjonen i Arktis har blitt forsterket. Disse omveltningene vil fortsettes. Vannsirkulasjonene forventes å forsterkes videre fram mot år 2100, hvor både gjennomsnittlige nedbørverdier og nedbørekstremer vil øke. Innen år 2100 vil Arktis også oppleve helt isfrie sommere, hvor det første året Arktis vil være isfritt på sensommeren kan skje så tidlig som 2030 (AMAP, 2017).

Svalbard er et av områdene i Arktis som opplever store endringer i temperatur, klima og nedbør. Fra 1971-2017 har det vært en oppvarming på 3-5 °C på Svalbard, hvor mesteparten av temperaturøkningen har skjedd om vinteren. Fjordene langs vestkysten av Spitsbergen er nå isfrie det meste av året og mer av nedbøren faller som regn (Hanssen-Bauer *et al.* , 2019).

Temperaturøkningen på Svalbard skyldes i stor grad av at havet nord for Svalbard er isfritt større deler av året og at havstrømmen nordover har blitt varmere slik at energibudsjettet til havet har økt. Dette muliggjør større utveksling av varme fra hav til luft, spesielt om vinteren (Walczowski & Piechura, 2011).

Samtidig som temperaturen har økt på Svalbard har det ifølge Hanssen-Bauer *et al.* (2019) skjedd endringer i nedbørmønstre. På Spitsbergen er det en tendens til økt nedbør på vinter og høst, og minking på vår og sommer. I årsnedbør for Svalbard har det vært en svak økning.

Ved hvilke nedbørsituasjoner det faller nedbør er også i endring. Kraftige nedbørepisoder med regn kan forekomme ved alle årstider. Ved målestasjonene Svalbard lufthavn og Ny-Ålesund på Spitsbergen har ifølge Hanssen-Bauer *et al.* (2019) så mye som 25% av gjennomsnittlig årsnedbør falt i løpet av et døgn. Hyppigheten av kraftige nedbørhendelser har økt, og det er forventet at hyppighet vil øke enda mer fram mot slutten av århundre. Mer av nedbøren vil falle ved kraftigere nedbørhendelser enn tidligere. Slike kraftige nedbørhendelser øker faren for jord og flomskred. Regn på vinteren er en utfordring for både dyreliv og samfunn (Hanssen-Bauer *et al.* , 2019).

Regn på vinteren kan ødelegge vegetasjon, og når det fryser vil et lag med is gjøre det vanskeligere for dyr å få tak i mat under snøen. Endringer i is og snø påvirker også mikroorganismers, dyrs, planters og fuglers liv. Tap av sjøis gjør det vanskeligere for sel og isbjørn ettersom områdene hvor de finner mat forsvinner (AMAP, 2017).

Utslippsscenarioer for fremtiden har predikert en økning i gjennomsnittstemperatur



på Svalbard på 4°C(lavutslippscentario) til 7°C(høytslippscentario) oppvarming for perioden 1971-2000 til 2071-2100. Sammen med temperaturøkningen er det også fram mot år 2100 predikert at kraftige regnskyl vil øke både i frekvens og intensitet (Hanssen-Bauer *et al.* , 2019).

Global oppvarming vil fortsette, og de følgende klimaendringene vil få store konsekvenser. Det er fremdeles mye man ikke vet om hvordan klima vil respondere på temperaturøkninger, hvordan prosesser og sammenhenger i klimasystemet kan endre seg med stigende temperatur. Nedbørmønstre vil endre seg med temperaturendring, men det er fortsatt mer å lære om hvordan dette vil skje, og hvilke konsekvenser det kan få.

## Problemstilling

Endring i nedbørmønstre medfører store påvirkninger på både økosystem og mennesker, derfor vil jeg i denne oppgaven se nærmere på hvordan temperatur påvirker nedbørintensitet, nedbørfrekvens og nedbørtyper.

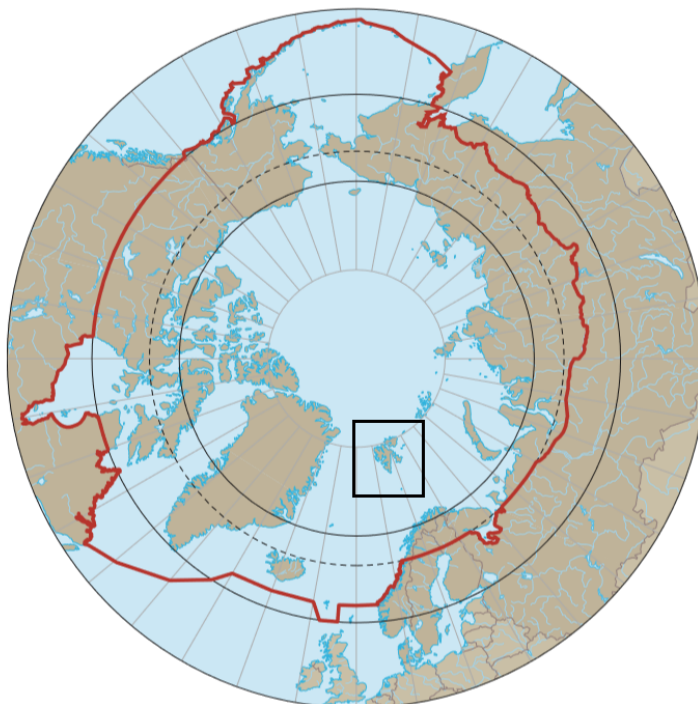
Ved å se på data fra målestasjoner på Spitsbergen, og data fra en klimamodell, med fokus på forholdet mellom lufttemperatur og nedbør på Svalbard, vil jeg i denne oppgaven forsøke å svare på tre spørsmål:

1. Hvordan endrer nedbørintensitet seg med lufttemperatur, og har dette forholdet endret seg fra 1974-1995 til 1995-2019?
2. Hvordan endrer nedbørfrekvens seg med lufttemperatur og har dette forholdet endret seg fra 1974-1995 til 1995-2019?
3. Ved hvilke temperaturområder dominerer snø og regn som nedbørtype ? Har det skjedd en endring i temperaturområdene, og har andel snø og regn endret seg fra 1974-1995 til 1995-2019?

## 2 — Teori

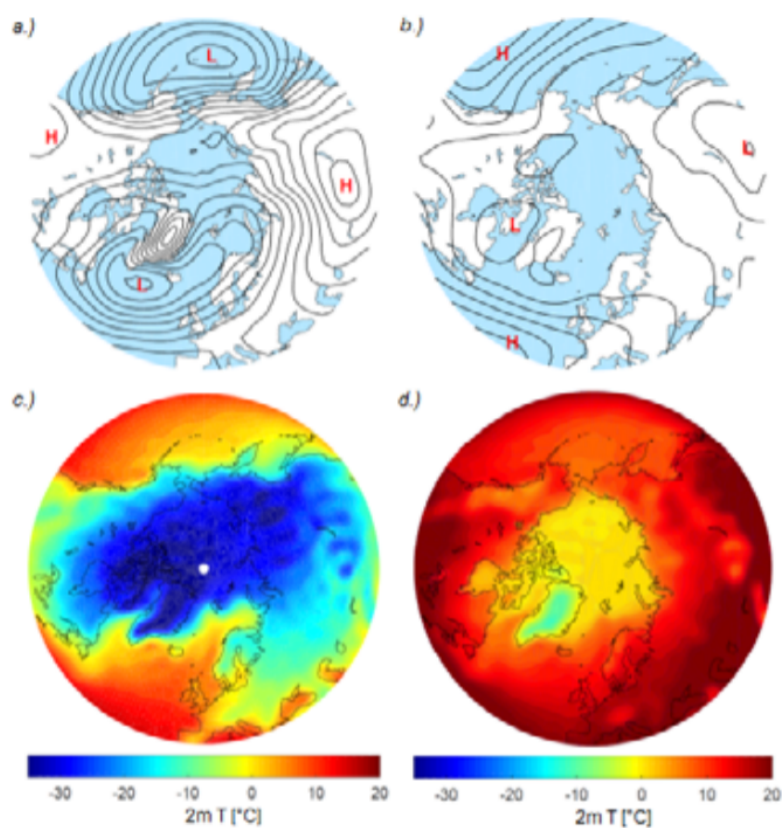
### 2.1 Arktis

Arktis kan defineres på mange måter. Grensen kan følge polarsirkelen, tregrensen ved havnivå mot nord, eller  $10^{\circ}\text{C}$  - isoterme for gjennomsnittstemperatur i juli (I Store norske leksikon, 2018). ”Arctic Monitoring and Assessment Programme” (AMAP) definerer grensen for hvilke områder som er en del av Arktis slik den er vist i figur 2.1. Ifølge AMAP består Arktis av land- og havområder nord for polarsirkelen ( $66^{\circ}32'\text{N}$ ). I tillegg er landområder nord for  $62^{\circ}\text{N}$  i Asia og  $60^{\circ}\text{N}$  i Nord-Amerika inkludert. For havområdene i Stillehavet og Atlanterhavet går grensen til Arktis enda lenger sør, slik at Hudsonbukta, områdene nord for Aleutene, Labradorsjøen og Færøyene er med i det Arktiske området (AMAP, 2017).



Figur 2.1: Kart av den nordlige halvkule hvor grensen til Arktis er markert i rødt. Grensen er satt slik AMAP definerer den. Svalbar er markert med et rektangel på figuren i ettetid. Kilde: SWIPA 2017

Det er i stor grad de samme trykksystemene som styrer den atmosfæriske sirkulasjonen i Arktis. Trykksystemene er vist i figur 2.2. Om vinteren er det følgende stabile høy- og lavtrykk som dominerer i Arktis: lavtrykket ved Island i atlanterhavet, lavtrykket ved Aleutene i Stillehavet, høytrykket over Russland (Sibirhøytrykket) og Beaforthøytrykket over Nord-Amerika. Disse stabile trykksystemene begrenser utveksling av luftmasse og derfor også utveksling av varme og luftfuktighet mellom Arktis og omliggende luftmasser. Om vinteren er luften generelt kald og tørr, bortsett fra noen områder hvor varmere luft fra sør bryter gjennom til Arktis. Om sommeren svekkes trykksystemene og været i sentrale Arktis domineres av et svakt lavtrykk (Hanssen-Bauer *et al.*, 2019).



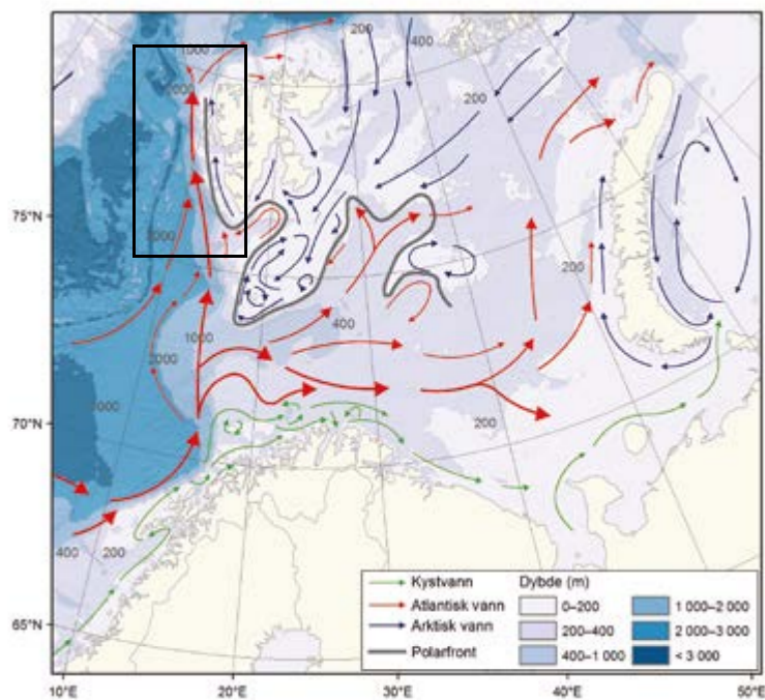
Figur 2.2: Kart av den nordlige halvkule hvor gjennomsnittlig trykk ved havnivå for a) vinteren og b) sommeren, for perioden 1961-1990 er markert. L markerer lavtrykk og H markerer høytrykk. Estimert 2 m lufttemperatur(°C) for c) vinter og d) sommer. Kilde: Hanssen-Bauer *et al.* (2019)

### 2.1.1 Klima på Svalbard

Svalbard skiller seg ut fra det typiske klimaet i Arktis. I figur 2.2 er lufttemperaturen i Arktis vist for vinter og sommer. Figuren viser at et område i Atlanteren er mye varmere enn ellers i Arktis, og at dette varme området strekker seg opp til vestkysten

av Spitsbergen.

Varm luft fra sør bryter oftere gjennom til Svalbard enn andre steder i Arktis. Temperatur og nedbør om vinteren varierer derfor mye mer på Svalbard enn andre arktiske områder. Det er to hovedårsaker til at det er varmere luft på Svalbard. Den ene er at Svalbard ligger øst for Island, slik at det islandske lavtrykket sender relativt varm luft nord til Svalbard. Den andre årsaken er Vestspitsbergenstrømmen som bidrar til høyere temperaturer og nedbørsmengder enn ellers i Arktis (Walczowski & Piechura, 2011).



Figur 2.3: Kart over Barentshavet med varme havstrømmer i rødt, og kalde havstrømmer i blått. Vestspitsbergenstrømmen er den varme strømmen som går nordover langs vestkysten av Spitsbergen, og er markert på figuren med et rektangel. Kilde: Hanssen-Bauer *et al.* (2019)

Luftmasser fra både sørvest og nordøst beveger seg over Svalbard og disse to luftmassene har ofte svært ulik temperatur som fører til store temperaturvariasjoner. Luft fra sørvest er relativt varm og har mye fuktighet, luften fra nordøst er kaldere og betydelig tørrere. Variasjoner i utstrekningen til disse luftmassene forårsaker de store variasjoner i temperatur og vær på Svalbard. De største variasjonene oppstår om vinteren når det er størst forskjell mellom temperaturen til luftmassene (Hanssen-Bauer *et al.*, 2019).

Vestspitsbergenstrømmen som er markert i figur 2.3 er gren av den norske Atlanterhavsstrømmen som bringer varmt vann opp til Arktis. Det er stor varmeoverføring fra Vestspitsbergenstrømmen til områdene strømmen beveger seg forbi. Varmen fra

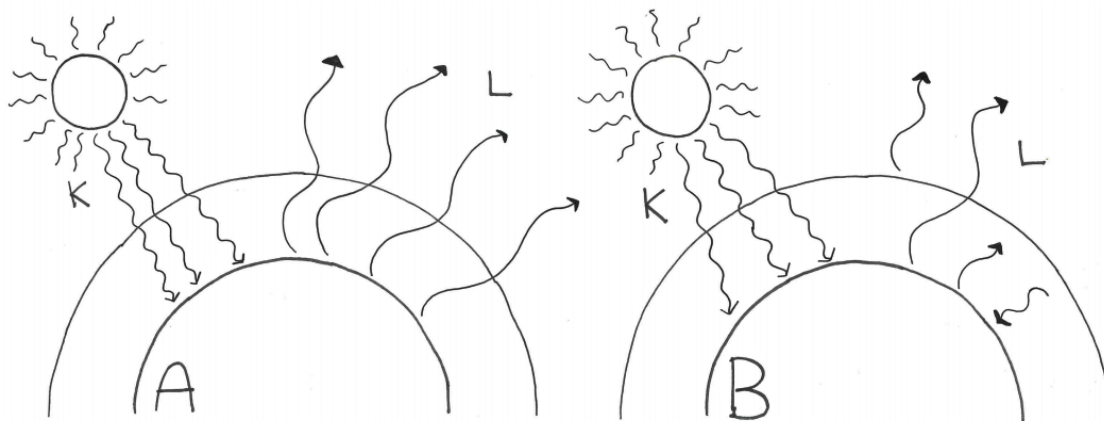
denne holder store områder av vestkysten til Svalbard isfrie. Dette øker varmeutveksling mellom hav og luft, noe som bidrar til å øke lufttemperaturen om vinteren. Dette er hovedgrunnen til at vestsiden av Spitsbergen er det nordligste isfrie område i Arktis om vinteren (Walczowski & Piechura, 2011; Førland *et al.* , 1997).

Vestspitsbergenstrømmen frigir varme vest og sør-vest for Svalbard, slik figur 2.3 viser. Øst for Svalbard er det en kald strøm som beveger seg sørvest mot Bjørnøya. De ulike havstrømmene bidrar til store forskjeller i temperatur på Svalbard. På grunn av lite solinnstråling og lave temperaturer om vinteren utgjør varmeoverføringen fra havstrømmen en enda større del av energibudsjettet om vinteren enn om sommeren. Temperaturforskjellen på tvers av Svalbard er derfor størst om vinteren (Førland *et al.* , 1997).

## 2.2 Endring i Klima

### 2.2.1 Drivhuseffekten

Figur 2.4 illustrerer jordoverflaten og atmosfæren med og uten drivhusgasser. Figur 2.4 A viser innstråling fra solen og emittert langbølget stråling fra jordoverflaten gjennom en atmosfære uten drivhusgasser. Netto stråling på toppen av atmosfæren er null, som vil si at det er like mye energi strålt inn som ut. Uten drivhusgasser i atmosfæren er det kaldt på jordoverflaten, særlig når det ikke er sol, ettersom det ikke er noe isolasjon, og all energi stråles ut av atmosfæren.



Figur 2.4: Illustrasjon av drivhuseffekten. A) Atmosfære uten drivhusgasser. B) Atmosfære med drivhusgasser. Kortbølget stråling (K) fra solen varmer opp jordoverflaten. Langbølget stråling (L) emitteres fra jordoverflaten, noe absorberes av drivhusgasser i atmosfæren, og noe emitteres ut av atmosfæren. Drivhusgassene emitterer langbølget stråling ned mot overflaten og ut av atmosfæren.

Figur 2.4 B viser innstråling og utstråling i en atmosfære som inneholder drivhusgasser. Drivhusgassene absorberer langbølget stråling emittert fra jordoverflaten, og drivhusgassene emitterer selv langbølget stråling, både ut av atmosfæren og ned mot overflaten. Atmosfærelaget hvor drivhusgassene absorberer og emitterer langbølget stråling har lavere temperatur enn jordoverflaten, og emitterer derfor mindre energi enn jordoverflaten (se 2.1). Den ekstra energien som ikke blir utstrålt øker energien i atmosfæren, slik at temperaturen øker.

Når drivhusgassene emitterer energi mot jordoverflaten, øker dette temperaturen både til jordoverflaten og atmosfæren like over jordoverflaten. Med drivhusgasser i atmosfæren vil temperaturen ved jordoverflaten altså være høyere enn uten drivhusgasser. Selv med drivhusgasser i atmosfæren vil netto stråling på toppen av atmosfæren stabilisere seg til å bli null. Det er like mye energi som stråles ut av atmosfæren

som kommer inn fra solen, men temperaturen i atmosfæren og ved jordoverflaten er høyere enn uten drivhusgasser.

Et strålingspådriv er en endring i strålingsbalansen på toppen av atmosfæren som forårsakes av endringer i de eksterne prosessene som driver klimaendringene. En ekstern driver kan være endring i innstråling fra sola eller en økning i mengden av drivhusgasser i atmosfæren. Blir atmosfæren tilført mer drivhusgasser vil mer av utstrålingen fra jordas overflate absorberes på vei ut av atmosfæren, som vil forsterke drivhuseffekten ved at mer energi blir absorbert i atmosfæren og gi økt temperatur. Strålingsbalansen vil etter et gitt strålingspådriv stabilisere seg slik at netto stråling på toppen av atmosfæren er null igjen.

### 2.2.2 Temperaturøkning

Jordas gjennomsnittlige lufttemperatur ved overflaten var for årene 2005-2015  $0,87^{\circ}\text{C}$  høyere enn for perioden 1850-1900 (IPCC, 2018), og er estimert til å ha økt  $1^{\circ}\text{C}$  i forhold til førindustriell tid per dags dato. Ifølge IPCC (2013) skyldes oppvarmingen hovedsaklig et strålingspådriv forårsaket av utslipp av drivhusgasser som karbondioksid og metan. Vanndamp og  $\text{CO}_2$  er de to drivhusgassene som står for tilsammen over 80% av drivhuseffekten (Ahrens & Henson, 2017).

En tilbakekoblingsmekanisme er en prosess hvor effekten av et strålingspådriv forsterkes eller svekkes, slik at det også styrker eller svekker klimaendringene og temperaturøkningen i atmosfæren.

Stigende temperaturer fører til at mer vann fordampes og mengden vanndamp i atmosfæren øker. Ettersom vanndamp er en viktig drivhusgass, som vil føre til videre oppvarming av atmosfæren, er dette et godt eksempel på en positiv tilbakekoblingsmekanisme.

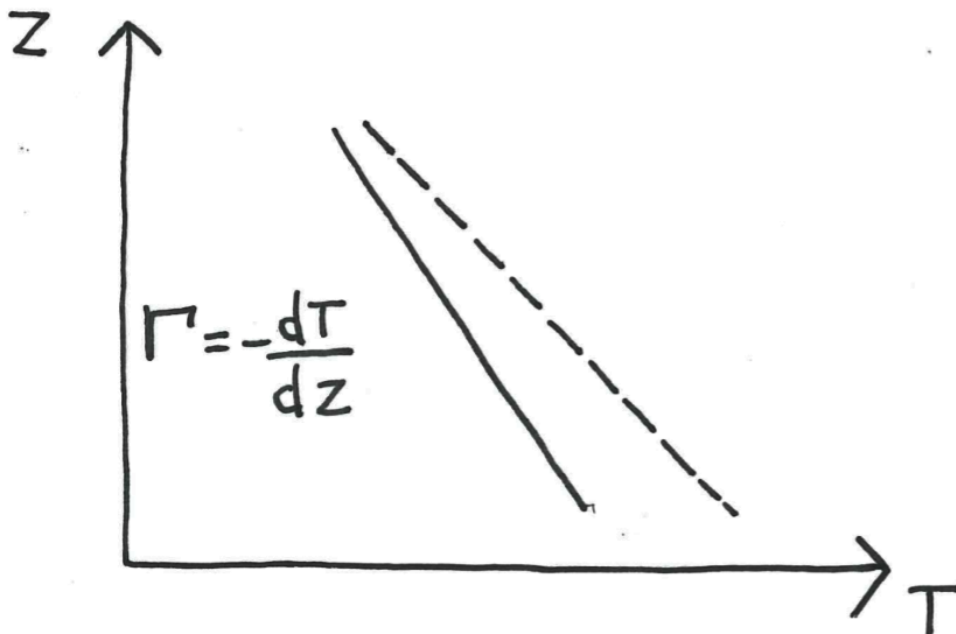
### 2.2.3 Arktisk forsterkning

I følge IPCC (2018) Temperaturøkningen i Arktis er to til tre ganger høyere enn det globale gjennomsnittet. Den raske temperaturøkningen i Arktis skyldes arktiske forsterkninger, som blant annet inkluderer tilbakekoblinger i klimasystemet som albedo-effekten og lapserate-effekten, Planck-effekten og at utstrekningen til havisen minsker. Tilbakekoblingmekanismene virker i hele klimasystemet, men noen tilbakekoblinger virker særlig sterkt i Arktis.



### Albedo-effekten

Albedo til en overflate er forholdet mellom reflektert og innkommende stråling. Når temperaturen i havet og atmosfæren stiger, bidrar dette til å smelte havis som reduserer albedoen til jordas overflate. Albedoen i Arktis minsker fordi utstrekningen til isen blir mindre og fordi flytende vann på havis har lavere albedo enn snø og is. En lavere albedo fører til at mer solstråling blir absorbert av hav og is. Strålingen som blir absorbert vil bidra til å forsterke drivhuseffekten, i motsetning til stråling som blir reflektert ut av atmosfæren uten å innvirke med klimasystemet. En forsterket drivhuseffekt vil igjen bidra til å smelte enda mer av havisen.



Figur 2.5: Lapseraten for troposfæren.  $T$  er atmosfærens temperatur,  $Z$  er høyden over bakken, og  $\Gamma$  er lapseraten. Når atmosfæren nær bakken varmes opp raskere enn atmosfæren lenger opp, vil lapseraten bli sterkere, og lapseraten vil skifte slik det er illustrert fra heltrukken linje til stiplet linje.

### Lapserate-effekten

For et gitt strålingspådriv i Arktis er temperaturøkningen større ved overflaten enn lengre opp i atmosfæren. Atmosfærens temperaturgradient er beskrevet av lapseraten illustrert i figur 2.5. Figuren viser hvordan oppvarming av atmosfæren nær overflaten fører til et skifte i lapseraten. Endring i lapseraten er illustrert som overgangen fra heltrukken linje til stiplet linje, der stiplet linje gjelder for en høyere overflatetemperatur enn den heltrukne.

For at drivhuseffekten skal fungere må temperaturen til atmosfærelaget som emitterer energi ut fra atmosfæren være lavere enn temperaturen ved overflaten. En styrket lapsrate vil derfor forsterke drivhuseffekten, og bidra til en videre oppvarming i Arktis (Hanssen-Bauer *et al.* , 2019).

### Planck-effekten

Alle objekter med en temperatur høyere enn 0 K utstråler energi. Utstrålingstettheten avhenger av temperatur, og er gitt ved Stefan-Boltzmanns lov i ligning (2.1)

$$F = \varepsilon\sigma T^4 \quad (2.1)$$

hvor  $F$  er objektets utstrålingstetthet,  $\sigma$  er Stefan-Boltzmann konstanten,  $\varepsilon$  er emissiviteten, og  $T$  er den absolutte temperaturen til objektet.

Hvor mye energi atmosfæren emitterer avhenger av dens temperatur. Atmosfæren i Arktis er kaldere enn atmosfæren ved ekvator, og har derfor også en lavere utstrålingstetthet. Arktis taper mindre energi per arealenhet enn jorda generelt som bidrar til at Arktis varmes opp raskere enn gjennomsnittet. Denne forsterkningen kalles Planck-effekten Hanssen-Bauer *et al.* (2019).

### Reduksjon av havis

Reduksjon av havis bidrar som sagt til oppvarming av Arktis gjennom albedo-effekten, men i tillegg fører mindre havis til direkte oppvarming av Arktis. Redusert utstrekning av havis gir økt varmeutveksling fra et relativt varmt hav til atmosfæren, slik at temperaturøkningen i atmosfæren forsterkes. Denne varmeutvekslingen er ikke mulig når havet er dekket av is (Hanssen-Bauer *et al.* , 2019).

## 2.2.4 Temperaturøkning på Svalbard

Temperaturen på Svalbard har som sagt økt med 3-5 °C siden førindustriell tid (Hanssen-Bauer *et al.* , 2019). Tabellen i figur 2.1 viser temperatur for stasjoner på Svalbard ved alle årstider for periodene 1961-1990 og 1971-2000.

Tabell 2.2 viser differansen i temperatur i forhold til referanseperioden 1971-2000. Ifølge Hanssen-Bauer *et al.* (2019) har det vært en signifikant økning i temperatur ved alle stasjonene i løpet av perioden fra 1971 til 2017. Fra 1960-tallet til 1990-tallet var det en signifikant økning i temperatur. Temperaturene for 1971-2000 er 0,5 °C til 2 °C grad høyere enn 1961-1990. Vintertemperaturene har økt mer

enn sommertemperaturene som betyr at temperaturdifferansen mellom sommer og vinter minker. Gjennomsnittstemperaturen for 1988-2017 er 1,5°C høyere enn for 1971-2000.

Tabell 2.1: Gjennomsnittlig temperatur[°C] for år og årstider ved målestasjoner fra observasjoner. Gjengitt fra tabell 4.1.1 i (Hanssen-Bauer *et al.* , 2019)

Stasjon	1961-1990					1971-2000				
	År	DJF	MAM	JJA	SON	År	DJF	MAM	JJA	SON
Svalbard lufthavn	-6,7	-15,0	-10,8	4,1	-5,2	-5,9	-13,9	-9,6	4,5	-4,7
Ny-Ålesund	-6,3	-13,7	-9,7	3,5	-5,3	-5,7	-12,9	-8,8	3,7	-4,7
Isfjord Radio	-5,0	-11,4	-8,6	3,6	-3,6	-4,4	-10,7	-7,7	4,0	-3,1
Hornsund	-5,4	-12,2	-8,8	3,0	-3,6	-4,7	-11,2	-7,7	3,3	-3,2

Tabell 2.2: Differanse i gjennomsnittlig årstemperatur[°C] for forskjellige 30-årsperioder og referanseperioden 1971-2000 ved målestasjoner fra observasjoner. Gjengitt fra tabell 4.1.2 i (Hanssen-Bauer *et al.* , 2019)

Stasjon	1961-1990	1981-2010	1988-2017
Svalbard lufthavn	-0,6	0,8	1,7
Ny-Ålesund	-0,6	0,5	1,2
Isfjord Radio	-0,6	0,5	1,2
Hornsund	-0,7	0,6	1,4

## 2.3 Nedbør

Teori om nedbør er hentet fra Wallace & Hobbs (2006) hvor ikke annet er nevnt.

### 2.3.1 Sammenheng mellom temperatur og nedbør

Lufttemperatur påvirker metningstrykket i en luftpakke. Metningstrykket beskriver hvor mye vanndamp luften kan holde på når lufta er mettet med vanndamp. Dersom luften blir tilsatt mer vanndamp kan partialtrykket til dampen nå metningstrykket slik at vannet begynner å kondensere. Dersom temperaturen til umettet luft synker kan luften nå metningpunktet slik at vanndampen begynner å kondensere.

Forholdet mellom temperatur og metningstrykk er gitt av ligning 2.2

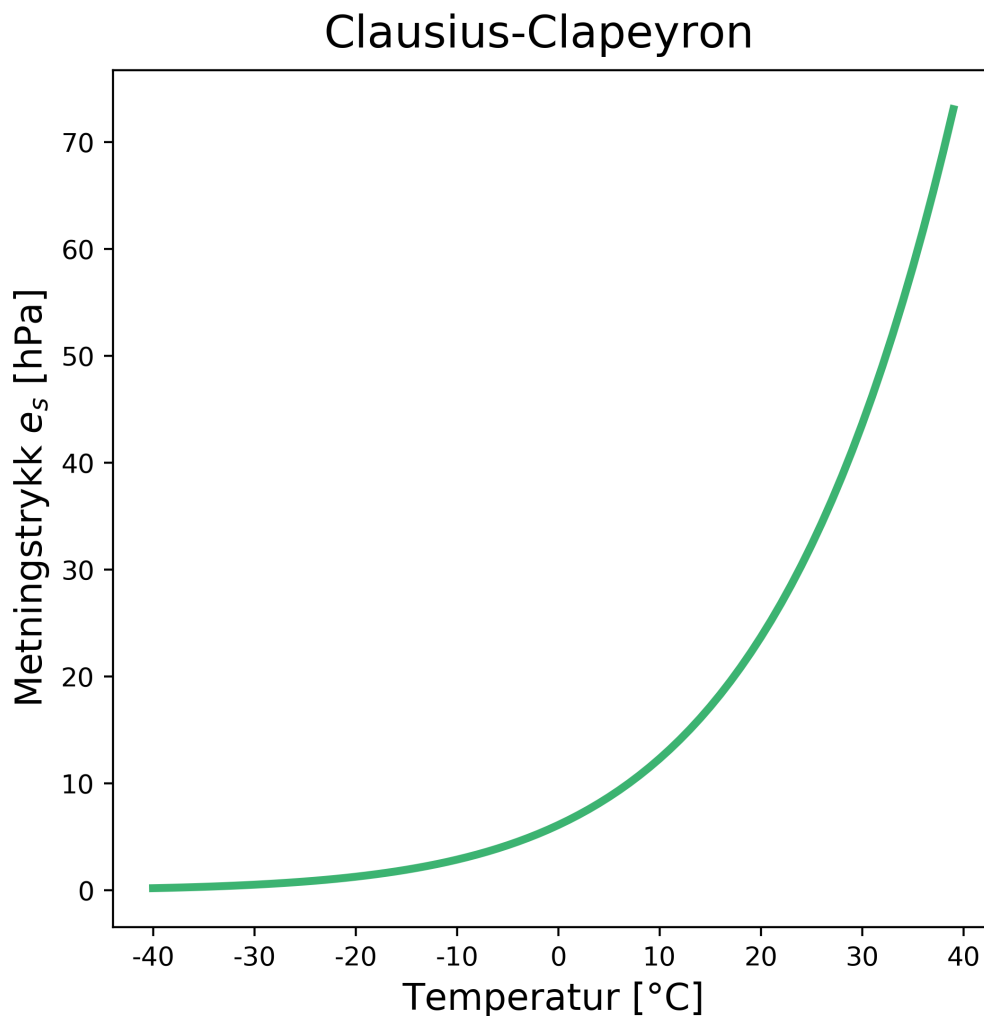
$$\ln\left(\frac{e_s}{6.11}\right) = \frac{L_v M_w}{1000 R^*} \left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T}\right) \quad (2.2)$$

hvor  $e_s$  er metningstrykket,  $R^* = 8,3145 \text{ J K}^{-1}$  er den ideelle gasskonstanten,  $M_w = 18,016 \text{ g mol}^{-1}$  er molekylærvekten til vann,  $L_v = 2,500 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$  er latent varme ved fordampning og  $T$  er absolutt temperatur. Figur 2.6 viser sammenhengen mellom metningstrykk og temperatur, gitt av Clausius-Clapeyron-ligningen. Metningstrykket øker eksponentielt med temperaturen. Hvor mye vanndamp som potensielt kan kondensere og regne ut av en luftpakke avhenger av metningstrykk, og dermed også temperatur. Ved høye temperaturer kan luft holde på mer damp enn ved lave temperaturer. Av den grunn er det mulig med større nedbørmengder jo høyere lufttemperaturen er.

Clausius-Clapeyron ligningen gir en økningsrate som kan med rimelig god tilnærming beskrives som 7% økning i metningstrykk per °C, denne økningsraten vil videre bli kalt Clausius-Clapeyron-raten. Metningstrykket setter en øvre grense for hvor mye vanndamp luften kan holde før vanndamp begynner å kondensere, som betyr at metningstrykket også setter en øvre grense for hvor mye vann som er tilgjengelig for nedbørsdannelse. På grunn av dette forholdet blir Clausius-Clapeyron-raten foreslått som en øvre grense for hvor mye nedbør som kan falle ved en gitt temperatur, og økningsraten beskriver endring i maksimal mengde vann tilgjengelig for nedbördannelse, når temperaturen øker med 1 °C.

### Nedbørintensitet

Nedbørintensitet er mengde nedbør per tidsenhet. Den potensielle nedbørmengden i en luftpakke vil i stor grad styre potensialet for nedbørintensitet. Derfor vil det



Figur 2.6: Metningstrykk  $e_s$  for vanndamp i luft for temperaturer rundt typiske atmosfæriske forhold, i følge Clausius-Clapeyron-ligningen

ved høye temperaturer være mulig å oppnå større nedbørintensitet enn ved lave temperaturer.

Økningsraten for nedbørintensitet med temperatur kan være avhengig av nedbør-situasjonen. Ifølge Formayer & Fritz (2017) er økningsraten større enn Clausius-Clapeyron for konvektiv nedbør, men ikke for stratiform nedbør. Nedbørintensiteten øker raskere for varme temperaturer enn for kalde temperaturer. Dette kan ifølge Formayer & Fritz (2017) delvis skyldes at konvektiv nedbør tar over for stratiform nedbør som den dominerende nedbørsituasjonen etter hvert som temperaturen stiger.

I følge Serreze & Barry (2014) er det ulike former for nedbør som dominerer i løpet av året i Arktis. Det kan forekomme konvektiv nedbør på grunn av oppvarming av bakken om sommeren, mens bakken om vinteren ikke blir varm nok til at det oppstår konvektiv nedbør. På vinterstid er kaldluftsutbrudd kilden til konvektiv

nedbør i Arktis (Serreze & Barry, 2014).

Det er ikke tilstrekkelig at luften blir mettet for at det skal falle nedbør. I tillegg til nok fuktighet i luften, må det blant annet være tilstrekkelig med kondensasjonskjerner for vanndampen å kondensere på, for at det skal foregå nedbørsdannelse.

### **Andel snø og regn**

For temperatur ved  $0 \pm 5$  °C kan det falle snø, regn, sludd, og annen type nedbør. Mange faktorer påvirker hva slags nedbør det er som faller i en gitt situasjon. De viktigste faktorene er i følge Kienzle (2008) lufttemperaturen og hvor høyt det er opp til laget i atmosfæren hvor temperaturen er 0 °C. Snøflak faller generelt 300 m videre etter at luften har en temperatur på 0 °C før snøflakene begynner å smelte (Ahrens & Henson, 2017). I tillegg er andre viktige faktorer som fuktighet, skytype og bevegelse til luftmasser med på å påvirke hva slags nedbør som treffer bakken.

Selv om det er mer enn bare temperatur som avgjør hva slags nedbør som faller, er det likevel interessant å definere en temperaturterskel som et skille mellom snø og regn. En slik temperaturterskel avhenger av geografisk utforming, årstid, høyde over havet og lufttrykket ved stasjonen (Ye *et al.* , 2013).

En temperaturterskel for regn og snø vil avhenge av hvordan skillet mellom nedbørstypene defineres. Jennings *et al.* (2018) definerer temperaturterskel som den temperaturen der regn og snø utgjør 50 % hver av nedbør ved gitt temperatur (Kienzle, 2008). Ye *et al.* (2013) bruker også 50% snø-regn som temperaturterskel. En terskel definert slik er ikke alltid mulig ettersom det faller flere nedbørstyper, og det kan være registrert andre nedbørstyper enn regn og snø.

Serreze & Barry (2014) definerer andel fast nedbør som mengde fast nedbør dividert med total nedbør, og andel flytende nedbør som mengde flytende nedbør dividert med total mengde nedbør. Andelen fast og flytende nedbør vil tilsammen ikke nå 100% ettersom det også faller blandet nedbør, i form av sludd, eller som en blanding av snø og regn.

### **Frekvens**

Vertikale bevegelser i luftmasser kan utløse nedbørsdannelse. Dersom nesten mettet luft løftes oppover kan luften raskt nå metningspunktet og det kan falle nedbør. Nedbørfrekvensen over et område avhenger av den vertikale bevegelsen til luftmassen. Et område med mye vertikal bevegelse kan ha en høyere nedbørfrekvens enn områder med mindre vertikal bevegelse, men er ikke tilstrekkelig for at luften

skal blir mettet.

Graden av luftfuktighet er avgjør hvor mye temperaturen må synke, og derfor hvor høyt luftpakken må løftes, for å nå metningspunktet. Ifølge Chou *et al.* (2012) vil nedbørfrekvensen øke når årstemperaturen til atmosfæren stiger, ettersom det kreves mindre vertikal bevegelse for at luften skal bli mettet.

### 2.3.2 Nedbørsituasjoner

#### Konvektiv nedbør

Solinnstråling varmer jordoverflaten som videre varmer luften, men hvor varm luften blir avhenger av typen jordoverflate. Ettersom varm luft er lettere enn kald luft vil varm luft stige når den er omringet av kald luft. Etterhvert som luften stiger kjøles den ned med lapseraten, og blir luften kald nok kan luften bli mettet med vanndamp. I mettet luft kan vanndampen kondensere og danne konveksjonskyer, og gi konvektiv nedbør. Konveksjonskyer er små i utstrekning, og gir ofte kortvarig og kraftig nedbør.

I Arktis oppstår konvektiv nedbør i situasjoner hvor kald luft strømmer over varmt vann, såkalte kaldluftsutbrudd. Når kald luft fra snø og islagte områder i Arktis treffer åpen og relativt varm sjø destabiliseres atmosfæren, slik at det kan oppstå både konvektive skyer og konvektiv nedbør. Nord i Atlanterhavet forekommer kaldluftsutbrudd på vinterstid (Serreze & Barry, 2014). Når den kalde luften treffer varmt vann, stiger temperaturer og fuktigheten til luften, slik at den stiger og etterhvert når metningspunktet slik at vanndampen i luften kondenserer og skaper konveksjonsskyer (Sivle, 2018).

#### Stratiform nedbør

Stratiforme skyer kan ha stor horisontal utstrekning, og oppstår gjerne i sammenheng med vertikale bevegelser i luftmasser knyttet til fronter i værsystemer. Stratiform nedbør er generelt kontinuerlig og jevn i intensitet, og stratiforme skyer har mindre bevegelse vertikalt enn konvektiv nedbørskyer.

#### Orografisk nedbør

Når en luftmasse møter en hindring, tvinges luften til å stige. I det en luftmasse stiger, synker dens trykk og temperatur. Synkende temperatur kan som sakt føre til at luften når metningspunktet, og det kan oppstå nedbørdannelse,

### 2.3.3 Type nedbør

#### Flytende nedbør

Flytende nedbør består av regn og yr. Regn er dråper av vann i flytende form, med en diameter over 0.5mm. Yr er flytende vanndråper med en diameter mindre enn 0.5mm. Det er vanligvis kortere avstand mellom dråpene i yr enn i regn (Ahrens & Henson, 2017).

#### Fast nedbør

Fast nedbør består av nedbør hvor vannet er frosset. Dette inkluderer blant annet snø og hagl. Snø er iskrystaller i forskjellig størrelser. Hagl er isklumper forårsaket av underkjølt regn.

#### Blandet nedbør

Sludd er nedbør hvor snø enten har begynt å smelte i luften, eller hvor noen av snøflakene har smeltet. Sludd betegnes som blandet nedbør. I tillegg inkluderes nedbørhendelser og perioder med nedbørobservasjoner hvor det har falt både fast og flytende nedbør i observasjonsperioden.

### 2.3.4 Topografi

Klima er i stor grad påvirket av globalt og regionalt klima, og været er i stor grad bestemt av større værsystemer. Topografiske forskjeller kan likevel føre til betydelig forskjeller i klima mellom områder som ligger nær hverandre i geografisk utstrekning.

Orografisk nedbør ( se 2.3.2) kan føre til at to sider av et fjell får svært ulike vær-situasjoner. Fuktig luft som treffer et fjell kan gi mye nedbør på vei opp fjellet. Når luften er over på den andre siden av fjellet vil luften synke og temperaturen vil stige, slik at skydråper fordamper. Nede i opprinnelig høyde vil luften være mye tørrere enn ved utgangspunktet, ettersom mye av vannet har regnet ut.

Kystklima er forskjelling fra klima litt lenger inn i landet ettersom luftfuktigheten er høyere og varmeutveksling mellom luft og hav kan føre til høyere temperaturer langs kysten enn i innlandet (Wallace & Hobbs, 2006).

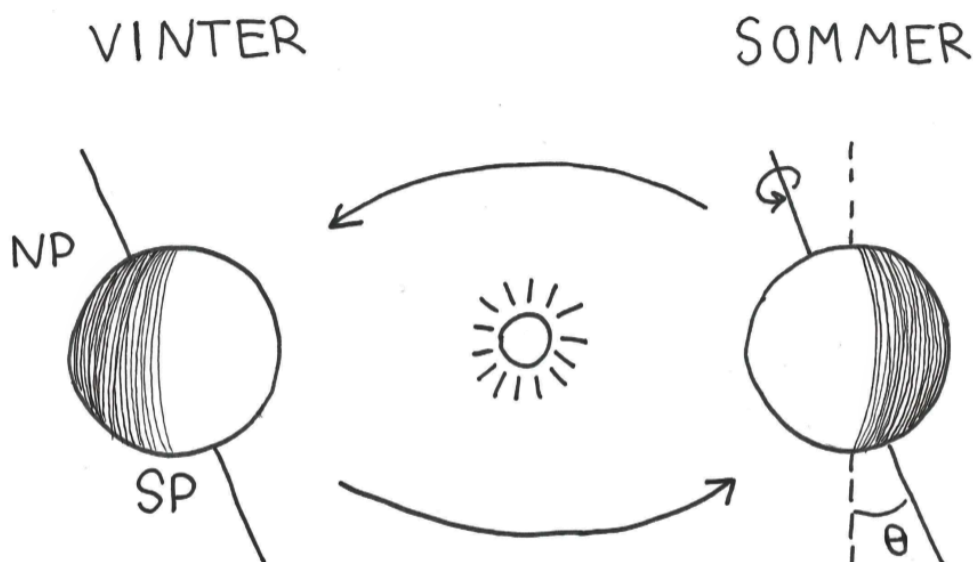
Topografi kan forklare forskjeller mellom stasjoner og kan føre til at målinger ikke er representative for den faktiske situasjonen i området rundt målestasjonen. Om en nedbørmåler er utsatt for mye vind eller står i le har mye å si for nedbørmålingene.



Snøfokk kan gi nedbørmålinger på dager det ikke har snødd, eller måle for lite nedbør fordi mindre av snøen blir fanget av nedbørmåleren.

### 2.3.5 Sammenheng mellom årstid og vær

Kontrasten mellom innstråling ved polene og ekvator fører til en stor temperaturdifferanse som skaper store trykkforskjeller mellom ekvator og Arktis. Det er en ubalanse i strålingbudsjettet ved polene som er forårsaket av at aksene jorda roterer rundt ikke står normalt mot solen, som illustrert i figur 2.7. Disse forskjellene mellom Arktis og ekvator påvirker værssystem på den nordlige halvkule, og derfor også på Svalbard. Ubalansen i strålingsbudsjettet fører til store forskjeller i vær og nedbør for de ulike årstidene.



Figur 2.7: Jordas rotasjonsakse har et avvik på  $\theta = 23.5^\circ$  fra normalen til jordas bane rundt sola. Om vinteren på den nordlige halvkule er Nordpolen(NP) skyggelagt, ved midtsommer på den nordlige halvkule er områdene nord for polarsirkelen i lyset fra sola hele døgnet. SP markerer Sørpolen.

Som vist i figur 2.7 er det om sommeren lyst hele døgnet ved polene. Innstrålingstettheten er lavere ved polene fordi høydevinkelen er mindre enn ved ekvator, slik at en gitt mengde stråling fra sola fordeles på et større areal ved polene enn ved ekvator. Imidlertid får polene sollys hele døgnet om sommeren og det mer enn utjevner forskjellene forårsaket av høydevinkelen. Om sommeren er innstrålingen per areal derfor større ved polene enn ved ekvator. Mye av den ekstra innstrålingen om sommeren lagres i blandingslaget i havet og i Kryosfæren. Kryosfæren er områder på

land og i vann hvor vann er i fast form og inkluderer blant annet havis, isbreer og snø (Wallace & Hobbs, 2006).

Om vinteren ligger polen i skyggen av jorda, som vist i figur 2.7. Når det er lite innstråling, vil energien lagret fra sommeren være med å jevne ut temperaturforskjellene mellom årstidene. I arktiske områder uten havis er kontrasten mellom årstidene mindre enn i de delene av Arktis hvor det er havis. Dette skyldes av at havis hindrer utveksling av varme mellom hav og atmosfære (Wallace & Hobbs, 2006).

Som nevnt skiller Svalbard seg ut fra resten av Arktis på grunn av sin plassering nord i Atlanterhavet, hvor blant annet stormbanene nord i Atlanterhavet gir god tilgang på varm og fuktig luft. Når varm og fuktig luft fra sør-sørvest treffer Svalbard er det sannsynlig med kraftige nedbørshendelser på Svalbard (Hanssen-Bauer *et al.* , 2019).

Den varme Vestspistbergenstrømmen frigir, som forklart i seksjon 2.1.1, energi i form av varme til luften på vestsiden av Svalbard om vinteren. Varmeutvekslingen mellom strømmer og luften kan være opp til  $300W/m^2$  ifølge Walczowski & Piechura (2011). Det er en tydelig påvirkning i vintertemperaturen i Framstredet om vinteren. Varmeutvekslingene er mindre om sommeren ettersom lufttemperaturen er høyere, så strømmen påvirker ikke temperaturen på vestsiden av Spitsbergen like mye om sommeren som om vinteren.

## 2.4 Observasjoner

### 2.4.1 Sporverdier i observasjoner

Når det har falt for lite nedbør til at det er synlig nedbør i nedbørmåleren, registreres nedbørmengden som sporverdi. I følge van Nes (2015) blir nedbøren ved manuell måling registrert som 0.1 mm regn når det er nok nedbør i måleren til at det kan renne en dråpe. Det er kun dersom det har vært nedbør, men for lite til at det synes i nedbørmåleren at det registreres som en sporverdi. Ved automatiske målinger registreres ingen sporverdier. Den minste mengden nedbør som registreres ved automatiske målestasjoner er derfor 0.1mm.

Den totale nedbørsmengden i løpet av et år i Arktis kan være lav, i noen områder er det så lavt som 200 mm. Over Nordishavet er det 300-400 mm, og de største nedbørsverdiene finner man i den Atlantiske sektor hvor årsnedbøren kan overstige 1000 mm. Det er også store lokale variasjoner. På Svalbard er den årlig nedbørsmengde gjennomsnittlig på rundt 700 mm, ved Ny-Ålesund er den rundt 400 mm, og ved Svalbard lufthavn er årlig nedbørsmengde under 200 mm.

I deler av Arktis med lite nedbør, vil sporverdier av nedbør kunne utgjøre en viktig del av den totale nedbøren. Det kan derfor ha mye å si for total nedbørsmengde om sporverdiene blir registrert og tatt med i nedbørsanalyser eller ikke (Serreze & Barry, 2014).

### 2.4.2 Målefeil i og representativitet av nedbørobservasjoner

Det er flere typer målefeil og måleusikkerhet knyttet til observasjoner av nedbør. For nedbørserier er de to største kildene til målefeil knyttet til oppfagningsvikt og inhomogeniteter (Førland & Hanssen-Bauer, 2000).

Den største kilden til oppfagningsvikt er vind, og oppfagningsvikten øker med vindhastigheten. Ifølge Førland & Hanssen-Bauer (2000) kan så mye som 50% av snøen unngå nedbørmåleren i vindutsatte områder. Oppfagningsvikten skjer som følge av vinden påvirker hvor stor del av nedbøren som havner i målebøtta. Ettersom snø har lavere massetetthet enn regn påvirker oppfagningsvikt målinger av snø i større grad enn regn. En temperaturøkning over noen tiår vil medføre endring i forholdet mellom snø og regn og ettersom oppfagningsvikten er betydelig mindre for regn enn for snø, vil en økning av andel regn i forhold til snø føre til en kunstig økning i total nedbørsmengde (Førland & Hanssen-Bauer, 2000).

Inhomogeniteter er brudd i måleserier som kan skyldes utskiftning av måleutstyr, flytting av observasjonsstedet eller endringer i omgivelsene rundt observasjonsstedet (Førland & Hanssen-Bauer, 2000). Dersom nedbørmåleren skiftes ut eller flyttes, kan dette føre til brudd i måleserien. For eksempel vil flytting av nedbørmåleren kunne gjøre den mer utsatt for vind, og føre til større oppfagningssvikt. Et brudd må korrigeres hvis serien skal benyttes i f.eks studier av langtidsendringer i sesong- og årsnedbør.

Målestasjoner skal være plassert representativt for området rundt, men samtidig skal de være tilgjengelige. Generelt vil målestasjonene være plassert relativt lavt, slik at selv i områder med mye fjell og høyder kan lave områder være bedre dekket (Kienzle, 2008). Dette kan føre til at andel snø og regn i område rundt målestasjonen ikke blir riktig representert.

## 2.5 Meteorologisk reanalyse

En meteorologisk reanalyse er en numerisk framstilling av historiske vær som gir homogene atmosfæriske variabler i tid og rom. Formålet med en reanalyse er at det gir tilgjengelig data på mange atmosfæriske nivå, uten hull i tid og rom, for mange flere variabler enn de som er observert.

I reanalysen benyttes assimilering av historiske observasjoner. Assimilering i værvarsling går ut på å bruke observasjoner som utgangspunktet for modellen når den beregner utvikling av atmosfæriske variabler framover i tid. I meteorologisk reanalyse brukes assimilering av observasjoner i tillegg til å korrigere den atmosfæriske modellen underveis. Dette gir en best mulig framstilling av historisk vær med den tilgjengelig informasjonen. Som input til en reanalyse kan man for eksempel bruke temperatur- og nedbørmålinger, og satellittdata med mer. En reanalyse estimerer variabler som nedbør, strålingsbudsjett og variabler for havet som temperatur ved havoverflaten og utstrekning av sjøis. Analysen gir i tillegg verdier for atmosfæriske variabler oppover i atmosfæren.

ERA-reanalyser produseres av ”European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)”. ERA-40 dekker perioden 1957-2002, og ERA-Interim dekker perioden 1979 fram til i dag, for hele jordas atmosfære, for 60 nivå fra overflaten og opp til 0,1 hpa. Reanalysen gir også data for hav og sjøis. Den romlige oppløsningen til ERA-Interim er på omtrent 80 km (for Medium-Range Weather Forecasts, 2019).

### 2.5.1 Nedskalering

Klima og vær avhenger av store atmosfæriske prosesser i tillegg til lokale variasjoner som topografi og vegetasjon. Under en gitt storskala atmosfæriske situasjon, som ved et stabilt lavtrykk for eksempel, kan det, avhengig av lokale forhold, være store variasjoner i vær-situasjonen over korte avstander (Benestad, 2016).

Globale modeller som foreksempel ERA-Interim som har en oppløsning på rundt 80 km, fanger ikke opp lokale variasjoner og værssystem som er mindre i utstrekning enn oppløsningen til modellen. Når det er av interesse å se på klima for et avgrenset område, eller å se på småskala prosesser som konvektiv nedbør, er det ikke tilstrekkelig med en global modell. Ved slike problemstillinger kan en nedskalering av den globale modellen gi mer informasjon.

Jo høyere oppløsning en modell har, jo flere lokale prosesser blir inkludert i modellen. Dette vil gi en bedre beskrivelse av lokale værforhold. Avhengig av ned-

skalering metode kan en nedskalering gi en oppløsning på 1 km, eller informasjon om værforhold på et spesifikt sted. Nedskalerte modeller dekker flere og mindre prosesser enn globale modeller, men fanger allikevel ikke alle regnskyer og mikroprosesser som for eksempel kondensasjonsprosesser i atmosfæren (Meteo Unican, 2012).

Nedskalering metoder kan bestå av å lage en mer detaljert modell for et avgrenset område, som muligheten til å ha høyere oppløsning i både tid og rom enn globale modeller. De nedskalerte modellene bruker globale modeller som betingelser for ytterkanten av det modellerte område, slik at den nedskalerte modellen stemmer overens med globale modeller ved ytterkanten (Hanssen-Bauer *et al.* , 2019).

Andre nedskalering metoder bruker atmosfæriske beregninger fra større modeller, og benytter sammenhenger mellom storskal prosesser og lokale variasjoner for å estimere lokale variabler som regn og temperatur. Ved å ta hensyn til lokal topografi, eller temperatur og nedbørmålinger tilpasses modelldata til et nedskalert område (Hanssen-Bauer *et al.* , 2019).

Poenget med å nedskalere globale modeller er å få ekstra informasjon om vær og klima i et område, eller informasjon om prosesser de globale modellene ikke dekker. Det er derfor viktig å sjekke om nedskalering faktisk tilfører mer informasjon, og om denne informasjonen er til å stole på. En viktig del av nedskalering er derfor å validere modellresultater, for eksempel ved å sammenligne med historisk data, slik at det er mulig å finne eventuelle svakheter med nedskaleringen (Benestad, 2016).

## 3 — Data og Metode

### 3.1 Data

#### 3.1.1 Observasjoner

Observasjoner av temperaturer og nedbør fra målestasjonene på Svalbard er hentet fra klimadatabasen til Meteorologisk institutt, og er basert på kvalitetskontrollert data. På basis av faktiske observasjoner i løpet av et døgn beregnet en representativ verdi kalt døgnverdi.

Detaljer om uthenting av observasjonsdata er gitt i tillegg A.1.1.

Ikke alle tidsseriene er homogene, ettersom måleinstrumentene ved noen stasjoner er skiftet ut eller flyttet på ved ulike tidspunkt. Slike endringer er spesifisert for hver målestasjon.

#### **Nedbør**

Ved de manuelle værstasjonene blir nedbør målt kl.06 og kl.18 UTC Ved automatiske målestasjoner blir nedbør målt hver time. Det er den akkumulerte verdien fra 06 til 06 som er regnet ut og oppgitt som døgnverdi i datasettet.

#### **Temperatur**

Temperatur blir målt i 2 meters høyde over bakken. Temperatur måles manuelt kl. 6, 12 og 18 UTC, og eventuelt også kl. 00. Ofte oppgis døgnverdi for temperatur fra kl.00 til kl. I denne oppgaven brukes gjennomsnittlig temperatur beregnet for samme periode som døgnverdi for nedbør, kl.06 til 06. Dette er gjort for å få bedre kunne sammenligne temperatur- og nedbørobservasjoner.

## Nedbørstype

For observasjoner hvor det er målt nedbør, er det også oppgitt nedbørstype. Værtyperne registreres kl. 06 og kl. 18 hvert døgn, samtidig som nedbør. Nedbørstypene angis i fem kategorier: snø, regn, sludd, byger, og ”annet”. Nedbørstype er bergenet ut fra værkoder for værtype. Værkodene (ww), er definert og rangert i Meteorologisk institutt sin håndbok for koding av manuelle observasjoner (van Nes, 2015). Det kan opptre flere nedbørstyper i løpet av et døgn, og døgnverdien for nedbørstype er derfor basert på dominerende værkode.

For perioden 1974-1995 er andelene for ”annet” og byger henholdsvis 0.05% og 0%, og for perioden 1995-2019 er andelene begge 2.1%. Prosentene er gitt for data fra Svalbard lufthavn og Ny-Ålesund. Byger og ”annet” er ikke inkludert i total nedbør, ettersom de utgjør en veldig liten del av observasjonene, og er dermed ikke inkludert i analyse av type nedbør.

I seksjon 2.3.3 i teorien er fast, flytende og blandet nedbør definert. I observasjonene er værtyperne snø, sludd og regn brukt, hvor snø tilsvare fast nedbør, sludd tilsvare blandet nedbør og regn tilsvare flytende nedbør, slik de er definert i teorien. Videre i denne oppgaven vil snø, sludd og regn brukes om nedbørstypene.

Meteorologisk institutt innfører en ny algoritme for å beregne døgnverdi for nedbørstype i mai 2019, hvor nedbørstype sludd er erstattet med ”blandet”, og byger ikke lenger er en av nedbørstypene. I denne oppgaven er det gjeldene algoritme frem til mai 2019 som er brukt for å beregne nedbørstype, siden den nye algoritmen ikke er ferdigstilt.

### 3.1.2 Målestasjoner

Figur 3.1 viser plasseringene til værstasjonene på Svalbard som er inkludert i denne oppgaven. Alle målestasjonene ligger på vestsiden av Spitsbergen, og ikke høyere enn 40 moh.

Figur 3.2 viser for hvilke år ulike variabler er observert ved målestasjonene. Det er markert for hvilke år det er registrert nedbør og tempertur, og nedbørstype.

#### Svalbard lufthavn

Svalbard lufthavn ligger på Hotellneset 5 km nordøst for Longearbyen. Målestasjonen ligger på et nes på sørsiden av Isfjorden, 500 m sør for fjorden. Det er rundt 2 km til sjøen i retning øst og vest. 2 km sør for målestasjonen er fjellet Platåberget med en





Figur 3.1: Kart over deler av Spitsbergen, hvor målestasjonene er markert med røde prikker. Alle målestasjonene ligger nær en fjord eller åpent hav, på vest-siden av Spitsbergen. Kilde: Norsk Polarinstitutt

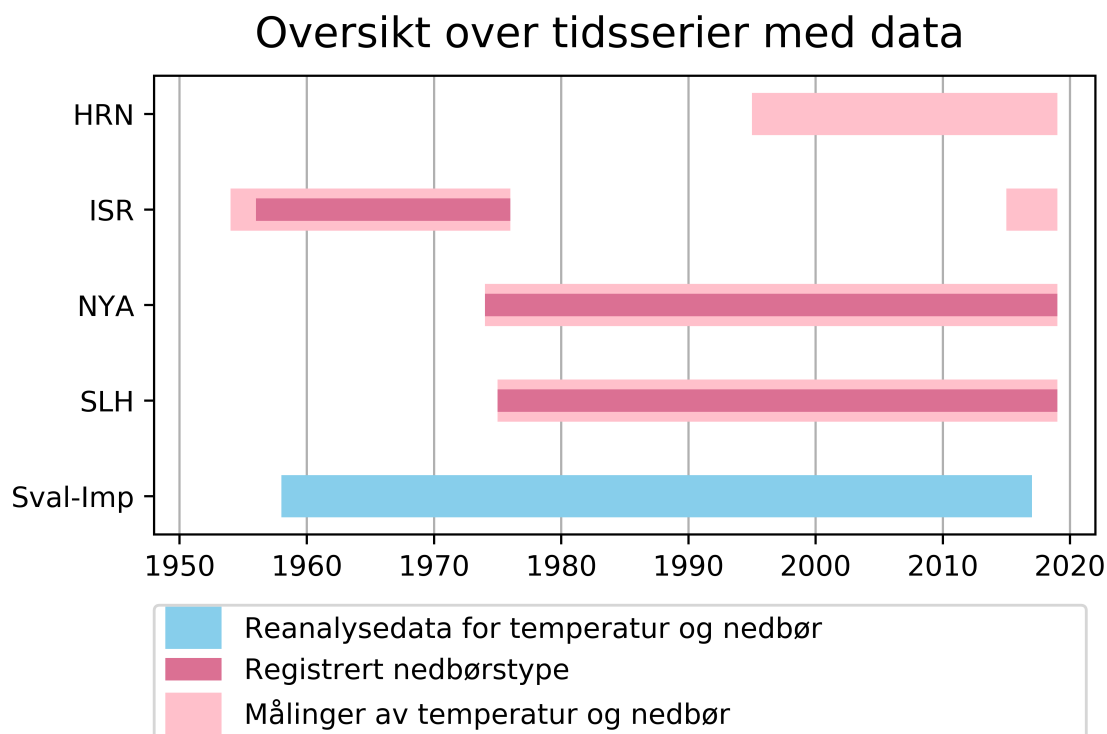
høyde på over 464 m.

Værstasjonen ved Svalbard lufthavn ble opprettet i august 1975, og det er gjort manuelle målinger for data på nedbør, temperatur og nedbørstype for hele tidsperioden fram til 2019. I oktober 2004 ble nedbørmåleren flyttet, men i følge Vikhamar-Schuler *et al.* (2019) er nedbørmålingene homogene før og etter denne endringen. I denne oppgaven er det brukt data fra 1975-08 til 2019-04

Ifølge Meteorologisk Institutt (2019) er lufttemperaturmålingene representative for lavlandet i fjordstrøkene på Vest-Spitsbergen. For nedbør må det derimot forventes store feil i nedbørmålinger om vinteren på grunn av snøfokk.

## Ny-Ålesund

Ny-Ålesund ligger på sørsiden av Kongsfjorden på Brøggerhalvøya, ca. 500 m fra sjøen. Området rundt målestasjonen er flatt, med fjell og isbreer 2 km mot sør og vest.



Figur 3.2: År med observasjoner av nedbør og temperatur i lyse rosa og blå. År med registrert nedbørstype i mørk rosa.

Ved Ny-Ålesund startet målingene fra en stasjonær målestasjon i 1969. Denne værstasjonen ble flyttet i 1974. Ifølge Førland *et al.* (1997) hadde ikke flyttingen av målestasjonen noen påvirkning på temperaturmålingene, men det påvirket måling av nedbør. Målt nedbørverdi økte på vinter og vår etter at målestasjonen ble flyttet.

I denne oppgaven er manuelle observasjoner av temperatur, nedbørstype og nedbørsmengde fra 1974-08 til 2019-04 brukt for Ny-Ålesund.

Nedbørsituasjonene i Ny-Ålesund er topografisk betinget hvor mye av nedbøren er orografisk nedbør, se avsnitt 2.3.4, (Meteorologisk Institutt, 2019).

### Isfjord radio

Målestasjonen Isfjord Radio ligger på en flat slette ca. 5-10 moh på Kapp Linné. Nord for stasjonen ligger Isfjorden, og mot øst og sørøst er det en fjellkjede med høyde opp til 600-800 moh. Der målestasjonene ble stilt opp etter 2015 er det ca. 100 m til sjø i øst og nordøst retning, og over 1 km med flat slette i andre retninger.

I denne oppgaven er det brukt observasjoner fra Isfjord radio (ISR) fra periodene 1956-12 til 1976-06, og 2015-05 til 2019-04. Nedbørstype er kun registrert for den første perioden, hvor det ble utført manuelle observasjoner. I 2015 gjenåpnet stasjonen som automatstasjon, hvor nedbør måles med Geonor T200BM(1000mm). For perioden

med automatiske målinger er det ikke målt sporverdier (Meteorologisk Institutt, 2019).

Nedbørmåleren ble flyttet i 1966, som førte til større nedbørverdier på sommeren, og lavere målte nedbørverdier på vinterer. Økt målt nedbør på sommeren skyldes at den nye nedbørmåleren er mindre utsatt for vind. Etter flytt av nedbørmåleren ble også mindre snøfokk målt som nedbør, som er grunnen til at nedbørverdier på vinteren gikk ned (Førland *et al.* , 1997).

I følge Meteorologisk Institutt (2019) representerer målingene av vind, temperatur, fuktighet og nedbør etter 2015 det ytre kystdistriktet i området godt. Åpen eller frosset sjø gir ikke samme varmeutveksling til luft, og påvirker derfor sannsynligvis temperaturmålingene. I tillegg påregnes det vindpåvirket oppfagningsvikt ved snø.

## Hornsund

Målestasjonen ligger 10 moh. på en flat marin terrasse på den nordre kystlinjen til munningen av Hornsundfjorden, i Isbjørnhamna. Stasjonen ligger noen hundre meter fra sjøen, det er fjord i sør-østlig retning, og hav mot sørvest. Nord for målestasjonen er det fjell, som er rundt 500 meter høye.

I denne oppgaven er manuelt registrert nedbør og temperatur fra 1995-11 til 2019-04 inkludert. Data fra Hornsund inneholder ikke nedbørstype.

### 3.1.3 Modelldata

”Svalbard impact assesment forcing dataset (Svalbard-Imp)” (Schuler, 2018) er et datasett som inneholder data for strålingsbalanse ved overflaten, temperatur, luftfuktighet, vind og nedbør. Svalbard-Imp-datasettet er resultatet av nedskalering av ERA-40 og ERA-Interim reanalyser ( se avsnitt 2.5) utført av ”The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts(ECMWF)”. Svalbard-Imp-datasettet er nedskalert til en oppløsning på 1 km, med en frekvens på 6 timer (Hanssen-Bauer *et al.* , 2019). Slik det er vist i 3.2 dekker Svalbard-Imp-datasettet perioden 1958-2017, og figuren viser også for hvilke år modelldata overlapper med observasjonene. Det er ikke informasjon om nedbørtype i modellen.

Svalbard-Imp-datasettet har en kuldebias på rundt 0,5 °C langs vestkysten av Spitsbergen, som betyr at Svalbard-Imp-datasettet gir litt for lave temperaturer. Kuldebiasen varierer også mer lokalt. For Ny-Ålesund og Svalbard lufthavn er kuldebiasen på henholdsvis 0,4 °C og 0,8 °C for perioden 1971-2000, og biasen er omtrent lik for perioden 1988-2017. Kuldebiasen er størst om sommeren, men det er

og en liten kuldebias om vinteren. I tillegg er årlig nedbørsmengde overestimert med 50-150% i forhold til observasjonene for perioden 1988-2017 Hanssen-Bauer *et al.* (2019).

Det brukes døgnverdier for gjennomsnittlig temperatur i 2 meters høyde og døgnverdier for akkumulert nedbør. Gjennomsnittlig temperatur er gitt for tidsperioden fra kl. 00 til kl. 24. Akkumulert nedbør er gitt for tidsperioden kl. 06 om morgenen, og for 24 timer bakover i tid. For en gitt dato overlapper tidsperiodene til nedbør og temperatur med 6 timer, fra kl.00 til kl.06. Derfor er all temperaturdata forskjøvet, slik at for en gitt dato oppgis gjennomsnittstemperaturen for dagen før. Etter denne endringen er det et overlapp mellom temperatur og nedbørsdata på 18 timer, hvor temperatur inkluderer 6 timer med data før nedbør.

Detaljer om uthenting og behandling av data er gitt i tillegg A.1.1

## 3.2 Metode

Målet med denne oppgaven er å finne sammenhenger mellom lufttemperatur og nedbør. Det er tre hoveddeler i analysen.

- 1 Finne nedbørintensiteten ved ulike temperaturer for hver av de fire målestasjonene, men også felles for alle stasjoner. Deretter sammenligne økningsraten til nedbørintensiteten med Clausius-Clapeyron-raten (seksjon 2.3.1). Etterpå undersøke om forholdet mellom nedbørintensitet og temperatur har endret seg over tid.
- 2 Finne nedbørfrekvens ved ulike temperaturer for de fire målestasjonene, både hver for seg og sammen. Deretter undersøke om forholdet mellom nedbørfrekvens og temperatur har endret seg over tid.
- 3 Undersøke for hvilke temperaturområder ulike nedbørtyper faller. Videre se på hvor mye nedbør som faller som regn og snø ved ulike temperaturer, og finne en 50%-temperaturterskel for regn og snø. Til slutt se på om temperaturterskelen har flyttet seg over tid.

Både temperatur og vær på Svalbard varierer med årstidene, se avsnitt 2.3.5. For å få representative resultat fra analyse av sammenheng mellom temperatur og nedbør analyseres dataene for ulike årstider separat. Datasettene deles først inn i måneder og deretter årstider, hvor desember, januar og februar er vintermånedene. De andre årstidene er og på tre måneder hver.

Observasjonsdata hentes ut fra FROST, Norge. Meteorologisk institutt har en nettside som gir fri tilgang til databasen som inneholder historisk data om vær og klima. Data fra målestasjonene og analyseres i Python. Detaljer om pakker brukt i Python for analyse og figurer er gitt i tillegg A.1.1.

En del av analysen i alle tre hovedpunktene er å se på utvikling av sammenhengen mellom temperatur og nedbør over tid. For å se på utvikling over tid, blir observasjonsdatasettet og Svalbard-Imp-datasettet delt inn i to tidsperioder, det ved 1995-09-01. På grunn av at observasjoner for Hornsund starter først i 1995, og Isfjord Radio har flesteparten av observasjonene før målingene starter ved de andre stasjonene ( se figur 3.2) blir det bare brukt data fra Svalbard lufthavn og Ny.Ålesund for analyse av endring over tid. Ved å dele observasjonene i 1995 får vi en jevn fordeling av Svalbard-Imp-data og observasjonsdata for begge tidsperiodene.

## Behandling av sporverdier

Sporverdier blir behandlet veldig ulikt ved manuelle målinger, automatiske målinger og beregninger fra modellen. Som forklart i meteorologisk institutt sin håndbok for koding av manuelt observerte værparametere (van Nes, 2015), registreres observert nedbør, uten at det vann i regnbøtta, som sporverdi. Ved automatiske målinger registreres ingen sporverdier, oppløsningen til målingene er 0,1 mm. I Svalbard-Imp-datasettet er nedbørverdier gitt med tre desimaler fra 0 mm. Lave verdier for nedbørintensitet,  $< 0,1$  mm tilsvarer sporverdier i manuelle målinger, er oppgitt med nedbørmengde i Svalbard-Imp-datasettet.

Analysen knyttet til nedbørintensitet behandler nedbørverdier under 0,1 mm fra observasjonsdatasettet og Svalbard-Imp-datasettet ulikt. Sporverdier fra observasjonsdatasettet er ikke inkludert, kun verdier på 0,1 mm eller mer. Fra Svalbard-Imp-datasettet er alle verdier over 0 mm inkludert.

Årsaken til at det er gjort slik er at antall nedbørverdier under 0,2 mm utgjør en like stor del av totalt antall nedbørverdier i datasettene brukt til analysen, med den behandlingen av sporverdier som er gjort.

For analyse knyttet til nedbørfrekvens er nedbørverdier større enn 0 mm, inkludert sporverdier, satt som dager med nedbør, for både observasjonsdatasettet og Svalbard-Imp-datasettet.

### 3.2.1 Nedbørintensitet

For å undersøke temperaturavhengighet i nedbørintensitet, lages boksplo for nedbørintensitet for temperaturintervall på  $4^{\circ}\text{C}$ . I tillegg plottes gjennomsnittverdien til nedbørintensiteten for de samme temperaturintervallene. For hvert datasett er data delt inn etter årstid. For å sammenligne datasett utføres prosedyren forklart over for tre kombinasjoner av datasett;

- 1 Nedbørintensitet for observasjoner ved alle fire stasjoner plottes i samme figur, for samme temperaturintervall.
- 2 For hver målestasjon sammenlignes nedbørintensiteten fra observasjonsdata og Svalbard-Imp-data.
- 3 Data fra Ny-Ålesund og Svalbard lufthavn samles i et felles datasett, og deles inn i to perioder (1974-1995, og 1995-2017/19), for å sammenligne nedbørintensitet mellom periodene, for både observasjonsdata og Svalbard-Imp-data.

Økningsraten til nedbørintensitet med temperatur sammenlignes med Clausius-Clapeyron-raten (se avsnitt 2.3.1, ved at gjennomsnitt og median til nedbørintensitet for temperaturintervall på 1 °C plottes sammen med Clausius-Clapeyron-raten. Sammenligningen blir gjort for observasjonsdatasettet og Svalbard-Imp-datasettet hver for seg. Data fra alle målestasjonene er brukt, og data fra Svalbard-Imp-datasettet er brukt for de periodene hvor målestasjonene har data.

Andel nedbørdager med nedbør over 20 mm, og andel av total nedbørmengde som faller ved dager med nedbør over 20 mm, sammenlignes for periodene 1974- 1995 og 1995-2019, for observasjonsdata fra Svalbard lufthavn og Ny-Ålesund.

### 3.2.2 Nedbørfrekvens

Følgende metode gir andel dager med nedbør, andel dager med nedbør  $\geq 1$  mm og  $\geq 5$  mm for temperaturintervall på 4 °C for hver årstid for både Svalbard-Imp og observasjoner. For hver døgnverdi markeres det om det har falt nedbør eller ikke. Alle nedbørsverdier over 0 mm er satt som dager med nedbør. For begge datasettene markeres også dager med 1 mm nedbør eller mer, og 5 mm eller mer. Datasettene deles inn i temperaturintervall på 4 °C, med større intervall i endene (høye og lave temperaturer). De samme intervallene er brukt som for nedbørintensitet.

For både Svalbard-Imp-datasettet og observasjonene blir andel dager med nedbør for hvert temperaturintervall plottet. Andel dager med nedbør for et datasett er antall dager med nedbør i et gitt temperaturintervall delt på det totale antall dager i intervallet. Frekvens for dager med nedbør  $\geq 1$  mm er gitt som antall dager med nedbør  $\geq 1$  mm delt på totalt antall dager. Tilsvarende for frekvens for dager med nedbør  $\geq 5$  mm.

Prosedyren forklart over utføres for å sammenligne tre kombinasjoner av datasett:

- 1 Sammenligning av nedbørfrekvens for observasjonsdata for alle stasjoner.
- 2 For hver stasjon sammenlignes nedbørfrekvens fra observasjonsdata og Svalbard-Imp-data.
- 3 Observasjonsdata og Svalbard-Imp-data for Ny-Ålesund og Svalbard lufthavn samles i et datasett og deles inn i to perioder (1974-1995 og 1995-2017/19), for å sammenligne nedbørfrekvensintensitet mellom periodene.

### 3.2.3 Nedbørtype

Observasjonsdatasett fra Svalbard lufthavn, Ny-Ålesund og Isfjord Dadio er de eneste datasettene hvor nedbørtype er registrert. Figur 3.2 viser at perioden hvor alle tre målestasjonene registrer nedbørtype overlapper med et år, 1975. For å vurdere hvor sammenlignbare de tre datasettene er sammenlignes temperaturområdene for når snø, regn og sludd faller ved de tre stasjonene.

Figur A.10 viser temperaturområdene for snø, sludd og regn for observasjoner for to år rundt overlappsperioden. Figuren viser at det ikke er veldig store forskjeller i temperatur for de tre målestasjonene, men det er en tendens til at observasjoner fra Isfjord radio har en temperatur nærmere  $0^{\circ}\text{C}$  enn for de andre målestasjonene.

Når endringer i temperaturavhengigheten til nedbørtype over tid analyseres, blir kun data fra Svalbard lufthavn og Ny-Ålesund inkludert, ettersom Isfjord radio kun er med i den første tidsperioden. Dette valget er gjort for å unngå signal i resultat som skyldes at Isfjord Radio kun er med i den første tidsperioden, og ikke faktisk endring over tid.

Observasjonsdata fra Svalbard lufthavn og Ny-Ålesund deles inn i to perioder, 1974-1995 og 1995-2019. Datasettene med observasjoner deles inn etter nedbørstype. Det lages en figur med boksplokk av temperaturverdiene hvor det har falt nedbør for hver av nedbørstypene, for hver av periodene. Sammen med hvert boksplokk markeres andelen hver nedbørstype utgjør av nedbørobservasjonene for hver årstid for hver av periodene.

I tillegg deles datasettet med data fra Ny-Ålesund og Svalbard lufthavn delt inn i temperaturintervall på  $0,5^{\circ}\text{C}$ , for hver årstid. Andel regndager og andel snødager av totalt antall nedbørsdager plottes for temperaturintervall rundt  $0^{\circ}\text{C}$ . Andel nedbør like 50% markeres med en linje i plottet, 50%-temperaturterskelen for snø og regn er ved temperaturen hvor andel snødager og andel regndager krysser 50%-linjen.

Temperaturterskelen for regn og snø som benyttes i analysen er det temperaturintervallet hvor andel regndager eller snødager utgjør 50% av total antall nedbørsdager. Totalt antall nedbørsdager er antall dager med nedbørstypene snø, regn og sludd.



## 4 — Resultat

### 4.1 Nedbørintensitet

Figur 4.1 viser sammenhengen mellom nedbørintensitet og temperatur for fire stasjoner på Svalbard, delt opp i årstider og temperaturintervall. Antall observasjoner i laveste og høyeste temperaturintervall kan inneholde få observasjoner, dermed er boksplottene i endene ikke like pålitelige som for de øvrige temperaturintervallene.

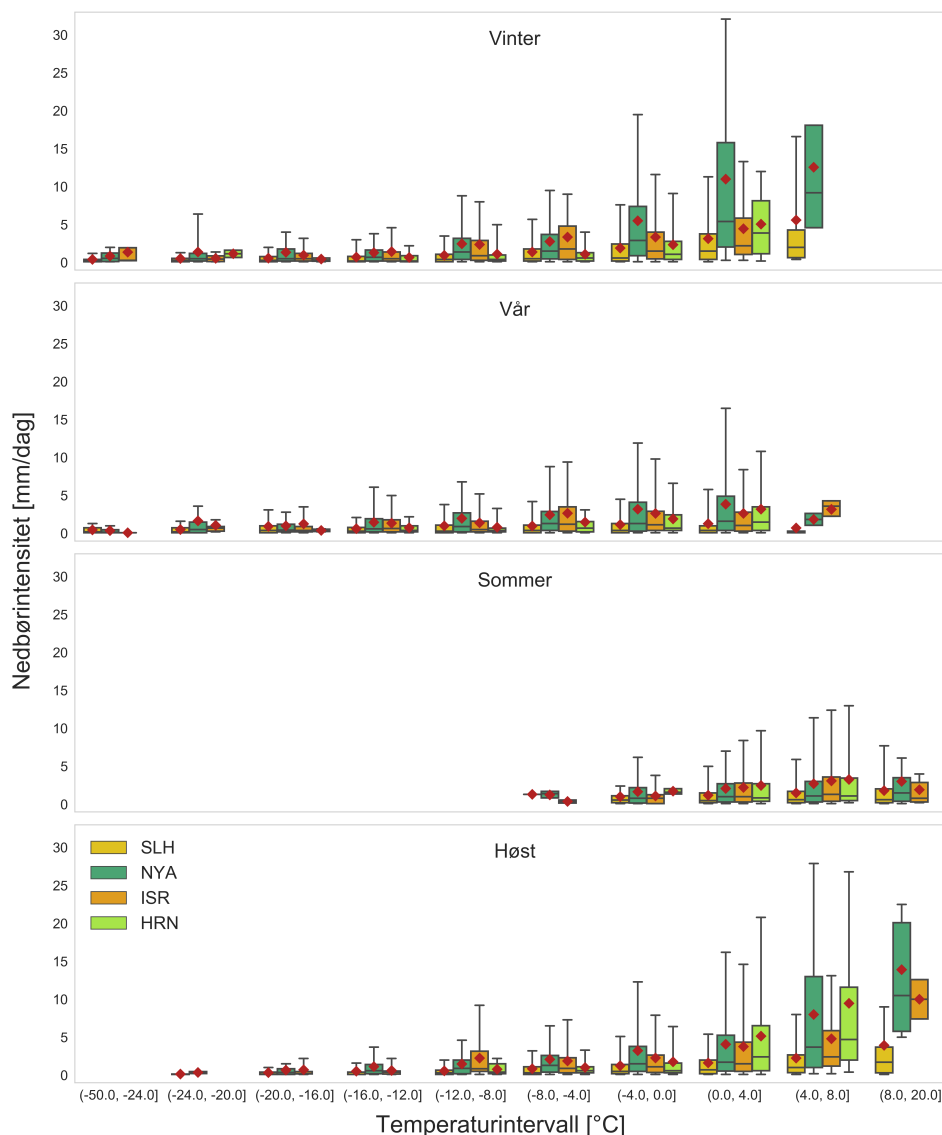
Observasjonene er ikke normalfordelte, ettersom medianen ligger mye nærmere 5- og 25- prosentilen, enn 75- og 95-prosentilen. Videre er det avstand mellom medianen og gjennomsnitt, hvor gjennomsnittet som regel ligger mellom median og 75-prosentilen. Dette tyder på at det er noen dager med store nedbørmengder som drar opp gjennomsnittet over medianen.

Generelt øker intensiteten med temperaturen for alle målestasjoner og årstider. Det er kun ved de høyeste temperaturintervallene om våren og om sommeren at det ikke er tydelig økning i intensitet. Middelerdien til nedbør øker med temperatur, og i tillegg blir spredningen i nedbørmengden også større, 95-prosentiler øker opp til det nest høyeste temperaturintervallet, og er generelt litt lavere i det siste intervallet.

Både temperaturspennet hvor det faller nedbør, og intensiteten for et gitt temperaturintervall variere mellom årstidene. For temperaturintervallet (0.0, 4.0) er nedbørintensiteten høyest om vinteren og høsten, og nær halvparten for vår og sommer.

Figur 4.1 viser at endring i nedbørintensitet er ganske lik om høsten og vinteren, og at intensiteten om høsten er litt førskjøvet mot varmere temperaturer i forhold til vintertemperaturene. Om våren øker intensiteten med temperaturen, men ikke like mye som for vinter og høst. Om sommeren øker intensiteten opp til intervallet (4.0, 8.0), og ser deretter ut til å gå ned igjen i det øverste temperaturintervallet. Figur 4.1 viser at det regner mest på varme vinter- og høstdager.

Det er store forskjeller i nedbørintensitet mellom målestasjonene. Svalbard



Figur 4.1: Nedbørintensitet for temperaturintervall på 4 °C, fra  $\leq -24$  til  $\geq 8$  °C, delt inn i årstider, for Svalbard lufthavn(SLH), Ny-Ålesund(NYA), Isfjord Radio(ISR) og Hornsund(HRN). Medianen er markert med en horisontal strek inne i boksen. 25- og 75- prosenttil er markert som endene til boksen, og halene markerer 5- og 95- prosenttil. Den røde prikken markerer gjennomsnittet.

lufthavn har den laveste intensiteten for omtrent alle temperaturintervall og for alle årstider. For de andre målestasjonene viser figur 4.1 at Isfjord radio har relativ høy intensitet ved lave temperaturer, men at både Ny-Ålesund og Hornsund har høyere intensitet ved de høyeste temperaturene. Ny-Ålesund har de høyeste nedbørintensitetene for høye temperaturer, bortsett fra om sommeren.

Tabell 4.1 viser gjennomsnittlig nedbørintensitet fra observasjonsdata for hver

målestasjon, for hver årstid. Tabellen viser at det generelt er høyest nedbørintensitet om vinteren, fulgt av høst, sommer og vår. Ny-Ålesund har høyest nedbørintensitet av stasjonene med gjennomsnitt på 3 mm per dag med nedbør. Dette er betydelig høyere enn for Svalbard lufthavn som har den laveste gjennomsnittlige nedbørintensiteten på 1,3 mm per dag med nedbør.

Tabell 4.1: Gjennomsnittlig nedbørintensitet[mm/dag] for observasjonene for hver årstid ved målestasjonene Svalbard lufthavn(SLH), Ny-Ålesund(NYA), Hornsund(HRN) og Isfjord Radios(ISR).

Stasjon	Vinter	Vår	Sommer	Høst
<b>SLH</b>	1.3	1.0	1.4	1.3
<b>NYA</b>	3.5	2.5	2.4	3.4
<b>HRN</b>	2.2	1.8	2.9	3.9
<b>ISR</b>	2.6	2.2	2.6	3.0

### Svalbard lufthavn

Tabell A.1 viser at nedbørintensiteten for hver årstid generelt er ganske lik for Svalbard-Imp-datasettet og observasjonene, om vinter og sommer er intensiteten den samme.

Figur A.1 viser nedbørintensitet ved ulike temperaturintervall for observasjoner og Svalbard-Imp-data ved Svalbard lufthavn. Svalbard-Imp-datasettet har høyere median og gjennomsnitt for alle temperaturintervall for alle årstider. Dette gjelder alle temperaturintervall bortsett for de varmeste temperaturintervallene hvor Svalbard-Imp-datasettet ikke gir data. For både sommer og høst gir Svalbard-Imp-datasettet tydelig høyere intensiteter enn observasjonene for de laveste temperaturintervallene.

Økningsraten til nedbørintensiteten på Svalbard lufthavn er størst om vinteren, og de høyeste nedbørintensitetene er ved varme vintertemperaturer. Nedbørintensiteten stiger med temperaturen for vår og høst også, men ikke like mye som om vinteren. Om sommeren er det ingen økning i intensitet med stigende temperatur.

## Ny-Ålesund

Fra tabell A.1 kommer det tydelig fram at gjennomsnittintensiteten ved Ny-Ålesund er høyere for observasjonene enn Svalbard-Imp-datasettet for alle fire årstider.

Nedbørintensitet ved ulike temperaturintervall for Ny-Ålesund er vist i figur A.2, med data fra både observasjoner og Svalbard-Imp. Figuren viser at observasjonene gir nedbør ved høyere temperatur enn Svalbard-Imp-datasettet for alle årstider.

Nedbørintensiteten øker med temperaturen ved alle årstider i Ny-Ålesund. Om vinteren øker nedbørintensiteten tydelig med temperaturen, og intensitetene øker nesten like mye om høsten. Det er sommeren som viser den svakeste økningen i intensitet.

Nedbørintensiteten for Svalbard-Imp ligger litt under observasjonene for kalde temperaturer om vinteren og våren. For resten av temperaturintervallene og årstidene har Svalbard-Imp høyere intensitet enn observasjonene.

## Isfjord Radio

Gjennomsnittlig nedbørintensitet for hver årstid ved Isfjord Radio er vist i tabell A.1, og for alle årstider er nedbørintensiteten høyere for observasjonsdatasettet enn for Svalbard-Imp-datasettet.

Figur A.3 viser endring i nedbørintensitet med temperatur for Isfjord Radio, for observasjoner og Svalbard-Imp-datasett. Intensiteten øker med temperaturen for alle årstider, mens vinter og høst oppnår de høyeste nedbørintensitetene. Om sommeren øker intensiteten helt til siste intervall, hvor intensiteten går litt ned. Svalbard-Imp beregner høyere intensitet enn observasjonen for vinter og høst. Om våren og sommeren gir datasettene ganske like intensiteter. Observasjonene har nedbør ved høyere temperaturer enn Svalbard-Imp-datasettet om sommer og høst, og Svalbard-Imp-datasettet gir nedbør ved lavere temperaturer enn observasjonene om høsten.

## Hornsund

Tabell A.1 viser gjennomsnittlig nedbørintensitet for hver årstid ved Hornsund. For alle årstider bortsett fra vinteren har observasjonsdatasettet høyere nedbørintensitet enn Svalbard-Imp-datasettet.

Nedbørintensitet for ulike temperaturintervall i Hornsund er vist i figur A.4, både for observasjoner og modelldata. Nedbørintensiteten øker med temperaturen ved alle

årstider. De høyeste intensitetene forekommer på varme dager om høst og vinter.

Svalbard-Imp gir nedbør ved lavere temperaturer enn observasjonene for alle årstider bortsett fra sommeren. Om sommerer gir Svalbard-Imp-datasettet nedbør ved høyere temperaturer enn observasjonene. Modellen beregner høyere intensitet enn observasjonene om vinteren, våren og for lave temperaturer om høsten.

### Økningsraten til nedbørintensitet

Figur 4.1 viser tydelig at nedbørintensiteten øker med temperaturen. Figur 4.2 viser og at økningsraten til nedbørintensiteten ikke er konstant. Økningsraten til nedbørintensitet for temperaturer opp til 0 °C følger Clausiu-Clapeyron-raten på 7% per °C, se avsnitt 2.3.1. For temperaturer over 0 °C om vinteren og høsten er økningsraten klart høyere enn Clausius-Clapeyron-raten.

Tilsvarende figur for Svalbard-Imp-datasettet A.5 viser også en økningsrate likt Clausius-Clapeyron-raten ved temperaturer under 0 °C, men med en økningsrate som overstiger Clausius-Clapeyron-raten for temperaturer over 0 °C for alle fire årstider, ikke bare høst og vinter. Økningsraten er likevel størst om vinteren og høsten også for Svalbard-Imp-datasettet. Modelldatasettet har også en jevnere øking i intensitet enn det observasjonene har.

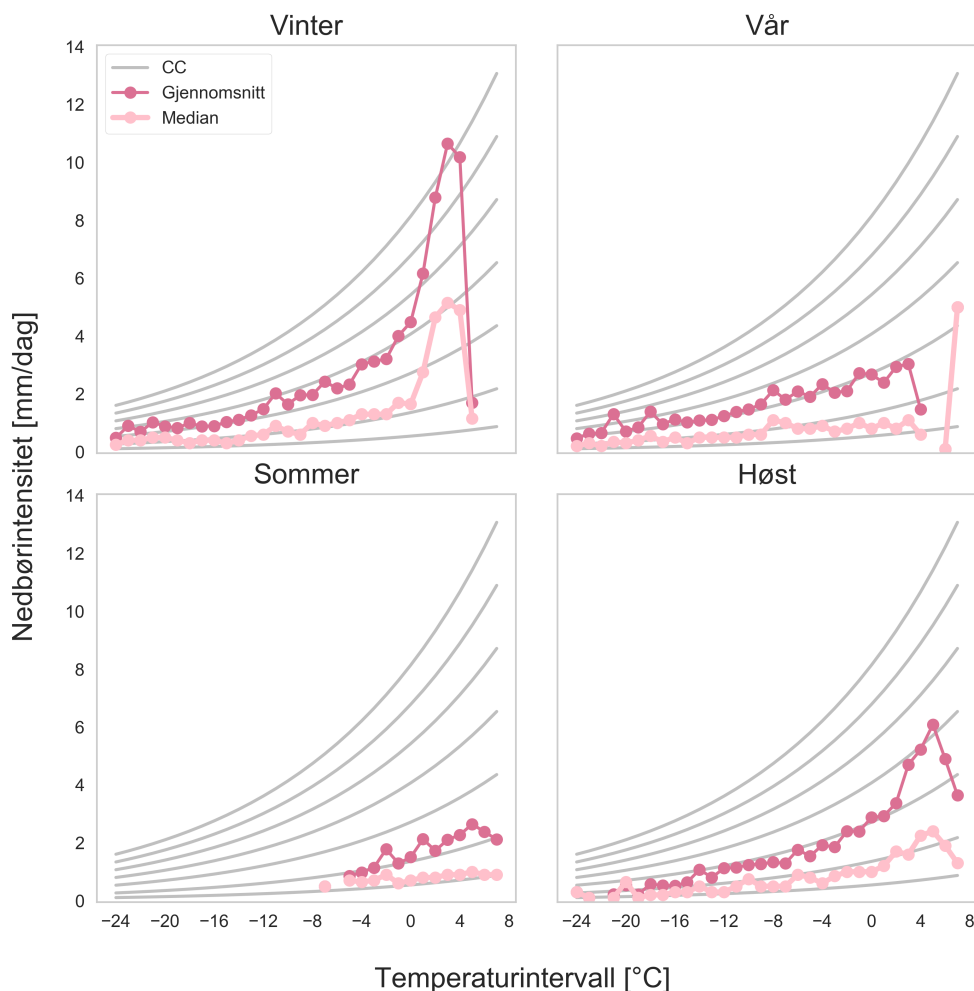
Både for observasjonsdata og Svalbard-Imp-data øker median og gjennomsnitt med temperatur. En forskjell mellom datasettene er at økningsraten til medianen for modelldata øker sterkere i forhold til gjennomsnittet, enn for observasjonsdatasettet.

### Endring i nedbørintensitet over tid

Tabell 4.2 viser endring i nedbørintensitet fra 1974-1995 til 1995-2019. Gjennomsnittlig nedbørintensitet øker for vinter og høst, og går ned om vår og sommer.

Tabell 4.2: Gjennomsnittlig nedbørintensitet gitt som mengde nedbør per dag med nedbør, for hver årstid. Observasjonene fra Svalbard Lufthavn og Ny-Ålesund er delt inn i periodene 1974-1995 og 1995-2019.

[mm/dag]	1974-1995	1995-2019
Vinter	2.1	2.5
Vår	1.9	1.6
Sommer	2.0	1.8
Høst	2.1	2.4

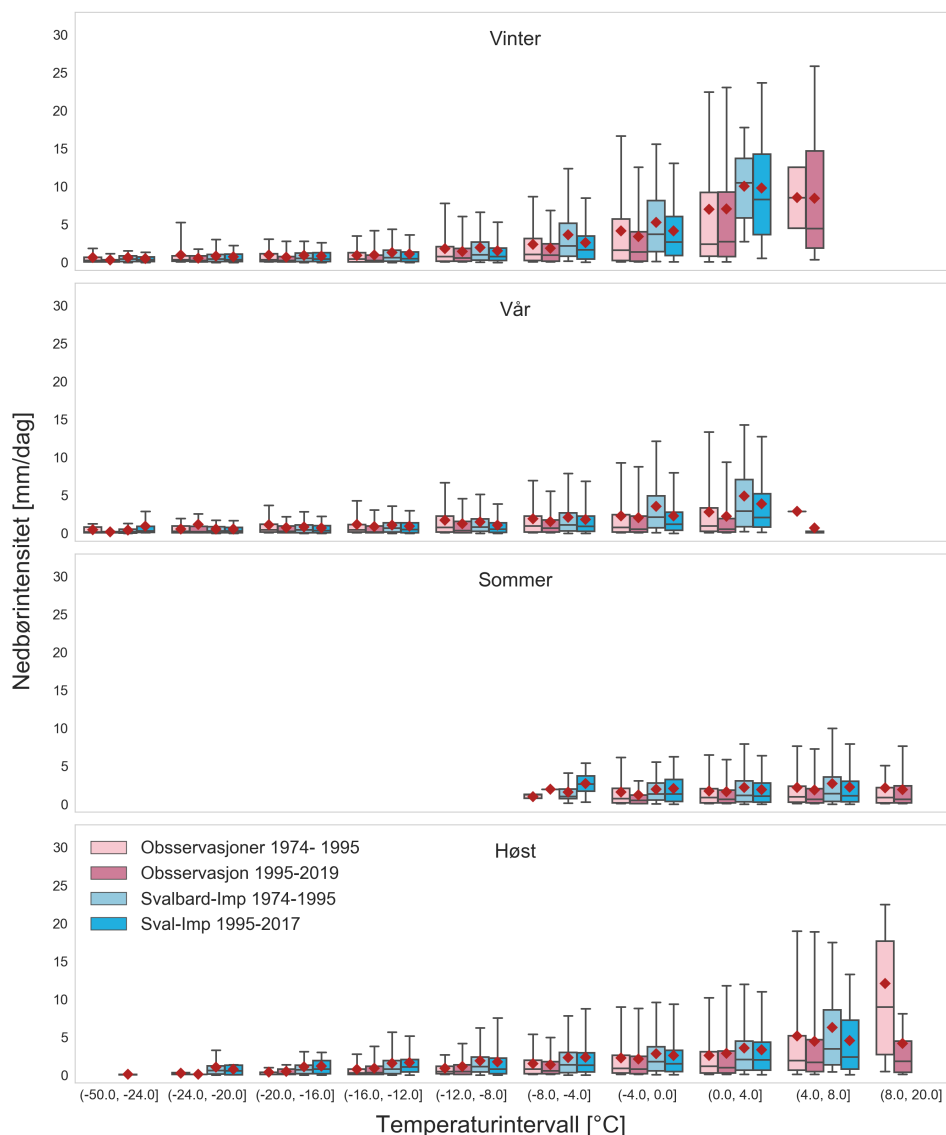


Figur 4.2: Nedbørintensitet for temperaturintervall på  $1^\circ\text{C}$ , fra  $\leq -24$  til  $\geq 8^\circ\text{C}$  for observasjonsdata fra alle fire målestasjoner. For hvert temperaturintervall er median gitt i lys rosa, og gjennomsnitt gitt i mørk rosa. De grå linjene markerer en økning i nedbørintensitet på  $7\%^\circ\text{C}^{-1}$ , som tilsvarer Clausius-Clapeyron-raten for ulike startverdier av nedbørintensitet ved det laveste temperaturintervallet.

I figur 4.3 er nedbørintensitet ved ulike temperaturintervall vist for to tidsperioder, 1974-1995 og 1995-2019. Figuren viser i likhet med figur 4.1 at nedbørintensiteten øker med temperatur. I tillegg viser figur 4.3 en tendens til at intensiteten for gitt temperaturintervall endrer seg fra den første tidsperioden til den andre.

For de fleste temperaturintervallene går intensiteten ned fra perioden før 1995 til perioden etter. For Svalbard-Imp-datasettet minker intensiteten for de fleste temperaturintervall bortsett fra de høyeste temperaturintervallene, og for de laveste intervallene om høsten. For de fleste temperaturintervallene er nedgangen veldig liten.

For observasjonene er det også en nedgang i de fleste av intervallene, hvor nedgan-



Figur 4.3: Nedbørintensitet for temperaturintervall på 4 °C, fra  $\leq -24$  til  $\geq 8$  °C, delt inn i årstider, for to tidsperioder hvor skillet går i 1995. Observasjonsdata og Svalbard-Imp-data fra Svalbard lufthavn og Ny-Ålesund. Observasjonsdata er farget rosa, hvor perioden 1974-1995 er lys rosa og data fra perioden 1995-2019 er i mørk rosa. Data fra Svalbard-Imp er gitt i blått, 1974-1995 (lys blå) og 1995-2017 (mørk blå). Medianen er markert med en horisontal strek inne i boksen. 25- og 75- prosenttil er markert som endene til boksen, og halene markerer 5- og 95- prosenttil. Den røde prikken markerer gjennomsnittet.

gen er liten. For de to høyeste temperaturintervallene om vinteren er det en oppgang til den andre perioden. Om høsten er det en økning for lave temperaturer, og en nedgang ved høyere temperaturer. For varme temperaturer er intensiteten høyere

for Svabard-Imp-datasettet enn for observasjonene. Ved det høyeste temperaturintervallene har ikke Svabard-Imp nedbør om høsten og vinteren, imotsetning til observasjonene som gir nedbørdata for de varmeste temperaturintervallene i begge periodene.

Tabell A.2 viser andel nedbørdager med nedbør over 20 mm, og andel nedbørmengde som har falt på dager med nedbørintensitet over 20 mm, for hver årstid, for periodene 1974-1995 og 1995-2019. For alle årstider bortsett fra om sommeren har både andel nedbørdager og andel nedbørmengde økt fra den første perioden til den andre. Flere nedbørhendelser består av dager med nedbør over 20 mm, og mer av nedbøren faller på dager med nedbør over 20 mm.



## 4.2 Nedbørfrekvens

Figur 4.4 viser andel dager med nedbør, med nedbør  $\geq 1$  mm og med nedbør  $\geq 5$  mm, for hver årstid, for fire målestasjoner. Nedbørfrekvensen for dager med nedbør øker tilnærmet lineært fra en frekvens på ca. 0.2 ved temperaturer rundt  $-20^\circ\text{C}$  til en frekvens på ca 0.9 ved  $8^\circ\text{C}$ , for alle årstider bortsett fra sommeren. Om sommeren er frekvensen stabil, eller viser en tendens til å synke med stigende temperatur for noen av stasjonene.

Nedbørfrekvensen for dager med nedbør  $\geq 1$  mm stiger med temperaturen for alle årstider bortsett fra sommeren. Frekvensen starter på 0 og stiger opp til 0.6 ved  $8^\circ\text{C}$  for høst og vinter, og opp til 0.4 om våren.

Nedbørfrekvensen for dager med nedbør  $\geq 5$  mm, holder seg ved 0 fram til temperaturen nærmer seg  $-4^\circ\text{C}$ , og øker deretter for alle årstider bortsett fra om sommeren.

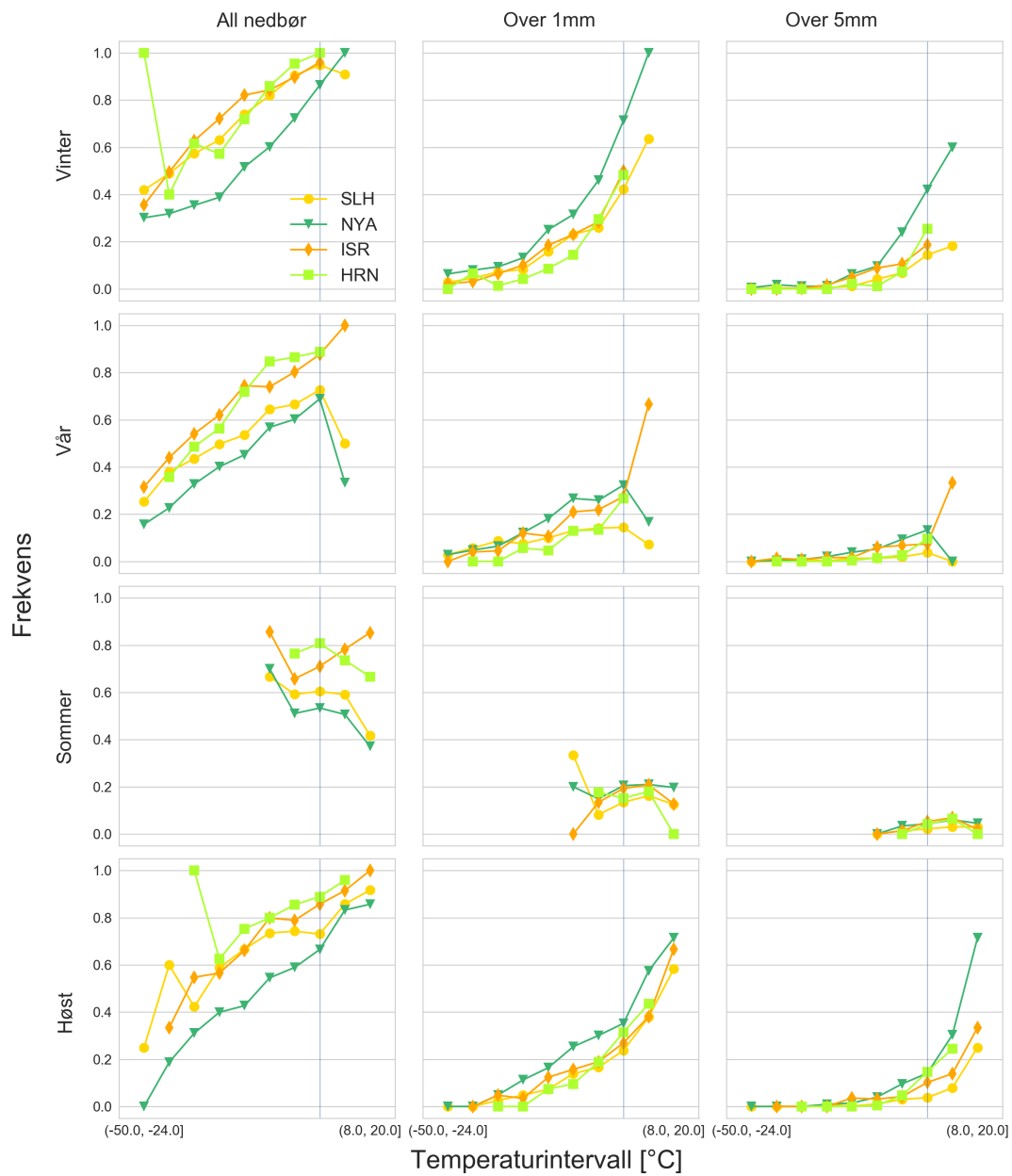
Ny-Ålesund har høyest nedbørfrekvens for stort sett alle årstider både for dager med nedbør  $\geq 1$  mm og dager med nedbør  $\geq 5$  mm. Nedbørfrekvensen for dager med nedbør  $\geq 0$  mm derimot er lavere for Ny-Ålesund enn for de andre målestasjonene for alle årstider. Nedbørfrekvensen for de andre stasjonene ligger tett på hverandre, bortsett fra noe spredning om sommer og vår for frekvens for dager med nedbør.

Det er veldig få observasjoner i de ytterste temperaturintervallene for ulike stasjoner, så frekvensverdiene i de ytterste temperaturintervallene er ikke nødvendigvis representative for målestasjonene. Det viser likevel noe om ved hvilke temperaturer det faller nedbør.

### Svalbard lufthavn

Figur A.6 viser nedbørfrekvens for temperaturintervall for observasjoner og modelldata, ved Svalbard lufthavn. Svalbard-Imp-datasettet gir høyere nedbørfrekvens enn observasjonsdatasettet ved lave temperaturer for dager med nedbør. Ved temperaturer rundt  $0^\circ\text{C}$  har observasjonsdatasettet høyere frekvens enn Svalbard-Imp-datasettet.

Ved lave temperaturer er frekvensen for dager med nedbør  $\geq 1$  mm betydelig høyere for Svalbard-Imp-datasettet enn for observasjonene, og om vår og sommer er frekvensen for dager med nedbør over 1 mm omtrent dobbelt så høy for Svalbard-Imp-datasettet som for observasjons-datasettet. Om høsten viser Svalbard-Imp-datasettet en frekvens rundt 0.4 ved de fleste temperaturintervall. Observasjonene viser derimot



Figur 4.4: Andel dager med nedbør(prikker), andel dager med nedbør  $\geq 1$  mm(stjerner) og andel dager med nedbør  $\geq 5$  mm(firkant), for temperaturintervall på  $4^{\circ}\text{C}$ , fra  $\leq -24$  til  $\geq 8^{\circ}\text{C}$ , delt inn i årstider. Data er observasjonsdata fra Svalbard lufthavn(SLH), Ny-Ålesund(NYÅ), Isfjord Radio(ISR) og Horsund(HRN).

en økning fra 0 ved de lave temperaturene, og øker til rundt 0,5 ved de siste intervallene.

For andel dager med nedbør lik 5 mm eller mer gir observasjonene og modelldata like tall, fra 0 ved lave temperaturer til opp mot 0,2 for alle årstider bortsett fra sommer.

### Ny-Ålesund

Figur A.7 viser nedbørfrekvens i Ny-Ålesund, for observasjoner og Svalbard-Imp-data. Frekvensen for dager med nedbør for Svalbard-Imp-datasettet ligger mellom 0,6 og 0,8 for alle årstider. For observasjonene starter frekvensen på rundt 0,2 ved de laveste temperaturene, og nærmer seg Svalbard-Imp-frekvensene ved temperaturer rundt 0°C. Frekvensen for dager med nedbør  $\geq 1$  mm og  $\geq 5$  mm er jevnere mellom datasettene, bortsett fra at Svalbard-Imp-datasettet gir høyere frekvens for varme temperaturer enn observasjonsdatasettet.

### Isfjord Radio

Figur A.8 sammenligner nedbørfrekvens ved Isfjord Radio for observasjonsdata og Svalbard-Imp-data. Svalbard-Imp-datasettet har høyere frekvens enn observasjonsdatasettet for lave temperaturer, både for all nedbør og dager med nedbør  $\geq 1$  mm. Datasettene har relativt lik frekvens for dager med nedbør  $\geq 5$  mm.

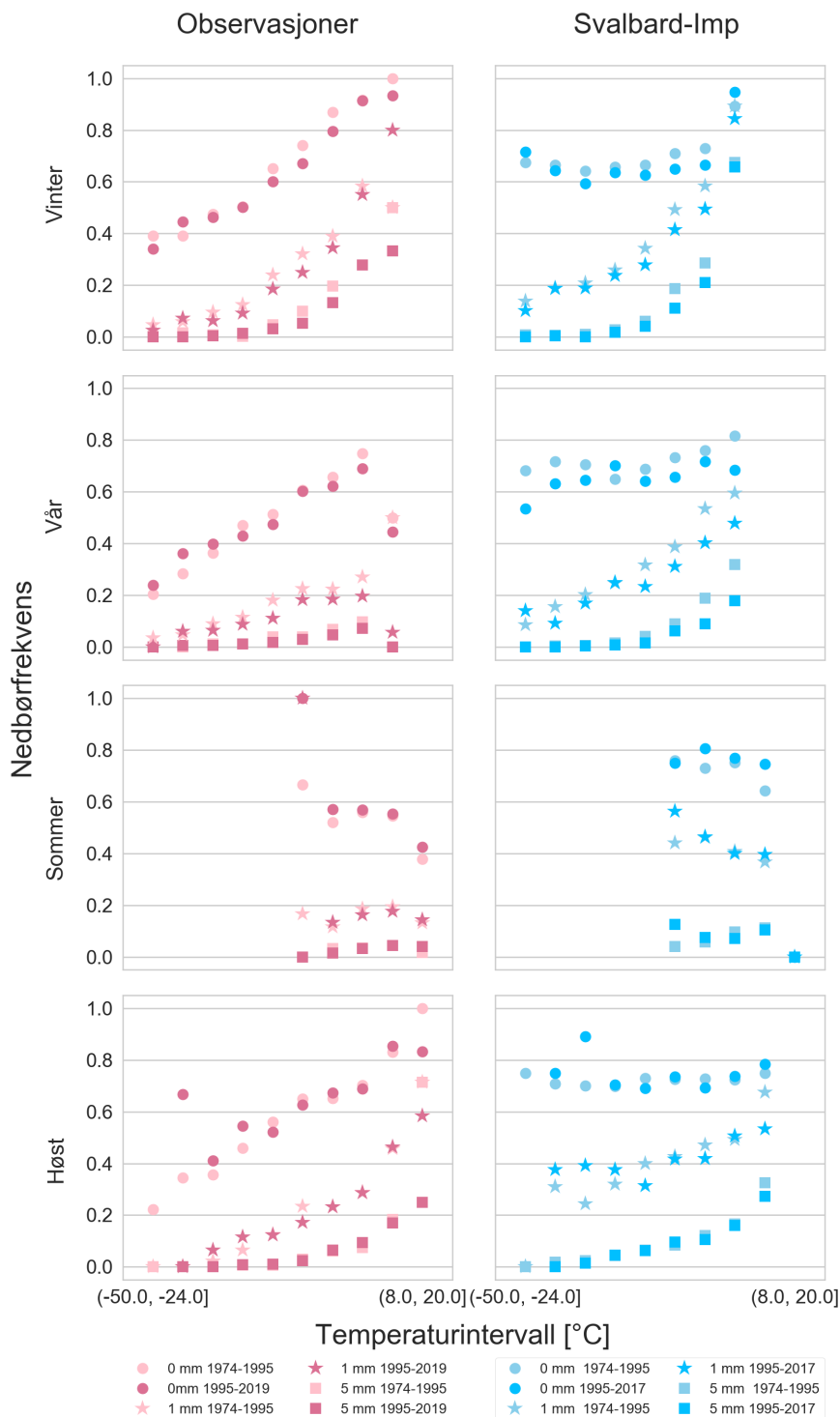
### Hornsund

Figur A.9 viser nedbørfrekvens for temperaturintervall for observasjoner og modelldata for Hornsund. I likhet med de andre stasjonene har Svalbard-Imp-datasettet høyere frekvens enn observasjonene for dager med nedbør ved lave temperaturer. Om sommeren ligger Svalbard-Imp litt over frekvensen til observasjoner for alle nedbørmengder. Frekvensene for dager med nedbør  $\geq 5$  mm like for datasettene.

### Endring i nedbørfrekvens over tid

Figur 4.5 viser nedbørfrekvens for ulike temperaturintervall, for to tidsperioder, for to observasjoner og Svalbard-Imp-datasett. I likhet med nedbørfrekvens for hver enkelt stasjon er det en stor forskjell mellom observasjons-datasett og Svalbard-Imp-datasett i nedbørfrekvens for dager med nedbør ved lave temperaturintervall. Svalbard-Imp-datasettet har en frekvens over 0,6 for alle årstider, imotsetning til observasjonene

som starter med en frekvens under 0,2 for flere av årstidene.



Figur 4.5: Andel dager med nedbør (prikker), andel dager med nedbør  $\geq 1$  mm (stjerner) og andel dager med nedbør  $\geq 5$  mm (firkant), for temperaturintervall på 4°C, fra  $\leq -24$  til  $\geq 8$ °C, delt inn i årstider. Observasjonsdata og Svalbard-Imp-data fra Svalbard lufthavn og Ny-Ålesund. Observasjonsdata i rosa, hvor perioden 1974-1995 er lys rosa og perioden 1995-2019 er i mørkere rosa. Reanalysedata er delt inn i perioden 1956-1995 i lys blå, og 1995-2017 i mørk blå.

For nedbørfrekvens for dager med nedbør  $\geq 1$  mm, gir Svalbard-Imp-datasettet høyere frekvens ved lave temperaturer enn observasjonene. Figur 4.5 kan gi inntrykk av at frekvensen synker fra perioden før 1995 til perioden etter 1995 for hvert temperaturintervall.

For kalde temperaturer er frekvensen av dager med nedbør  $\geq 5$  mm veldig lav for begge tidsperioder og for begge datasett. Ved de varme temperaturene øker frekvensen, og ved de varmeste temperaturintervallene er frekvens 0,3- 0,4 for vinter, vår og høst og 0,1 for sommer. Andelen er litt høyere for perioden før 1995 enn for perioden etter, for noen av delplottene i figur 4.5, men det er ikke veldig tydelig.

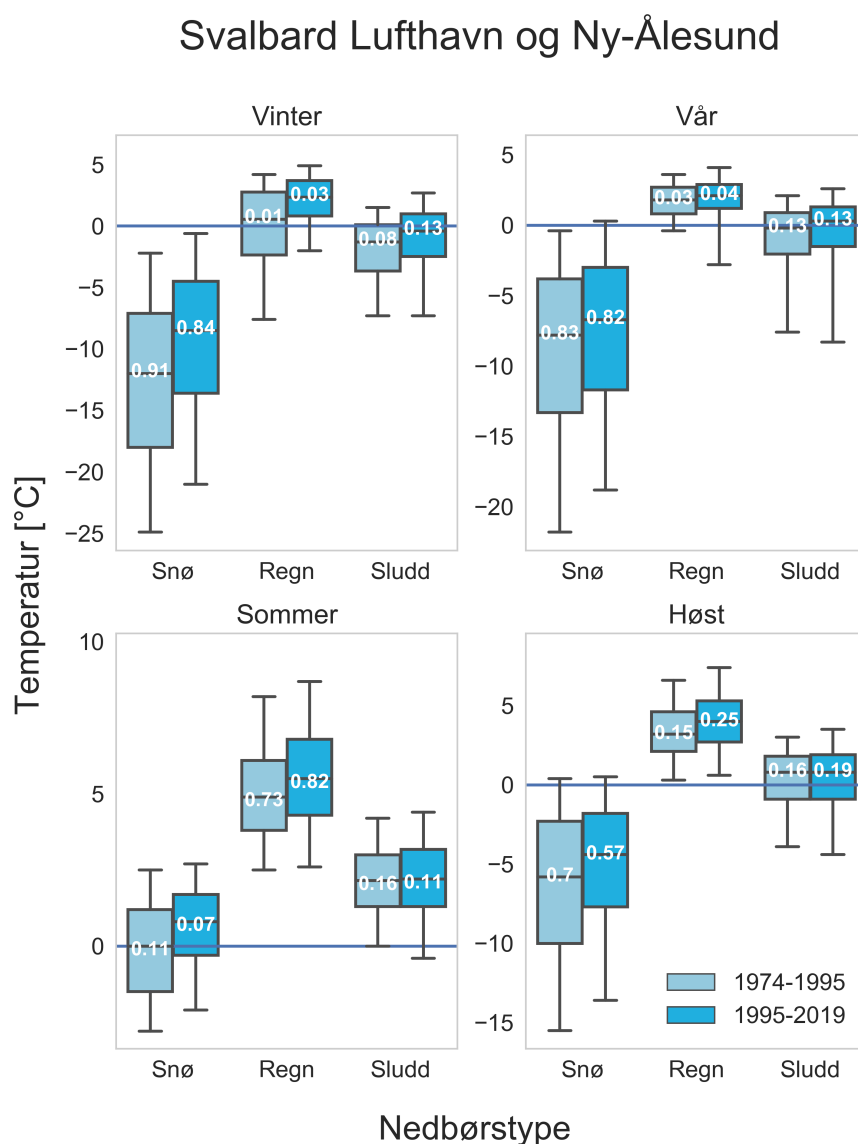
Tabell 4.3: Frekvens for observasjonsdata av dager med nedbør(0 mm), dager med nedbør  $\geq 1$  mm (1mm), og dager med  $\geq 5$  mm nedbør ( 5mm) for hver årstid, og to tidsperioder, 1974-1995 og 1995-2019.

	<b>0mm</b>		<b>1mm</b>		<b>5mm</b>	
	74-95	95-19	74-95	95-19	74-95	95-19
<b>Vinter</b>	0.57	0.62	0.18	0.21	0.05	0.06
<b>Vår</b>	0.53	0.54	0.17	0.14	0.04	0.03
<b>Sommer</b>	0.54	0.55	0.18	0.17	0.04	0.04
<b>Høst</b>	0.62	0.66	0.21	0.24	0.05	0.06

Tabell 4.3 viser at frekvensen for dager med nedbør har gått litt opp for alle årstider fra periode 1974-1995, til 1995-2019. Frekvens for dager med nedbør  $\geq 1$  mm, har steget om høst og vinter, men ser ut til å ha gått ned for vår og sommer. For dager med nedbør  $\geq 5$  mm har frekvensen økt svakt for høst og vinter, og gått ned for vår, og holdt seg konstant om sommeren.

### 4.3 Nedbørtype

Figur 4.6 viser ved hvilke temperaturområder det faller snø, sludd og regn for hver årstid. Nedbørtyperne faller ved ulike temperaturspenn, og temperaturspennene varierer veldig mellom årstidene. Figuren viser også at temperaturspennet for omtrent alle nedbørtyper ved alle årstider, skifter mot varmere temperaturer fra 1974-1995 til 1995-2019.



Figur 4.6: Spredningen i temperatur for de ulike nedbørstypene. Medianen er streken midt i boksen, endene av boksen markerer 25- og 75-prosentilen, og halene markerer 5- og 95-prosentilene. Datasettet består av observasjoner fra Svalbard lufthavn og Ny-Ålesund, og er delt inn i to tidsperioder, 1974-1995, og 1995-2019. Tallet over medianen er det relative antallet av observasjoner for hver tidsperiode som faller som snø, regn og sludd.

## Snø

Figur 4.6 viser at om vinteren har 95% av dager med snø en gjennomsnittstemperatur under  $0^{\circ}\text{C}$ . Om vår og høst har over 75% av dager med snø en gjennomsnittstemperatur under  $0^{\circ}\text{C}$ . Om sommeren derimot ligger medianen for perioden 1974-1995 veldig nær  $0^{\circ}\text{C}$ , og for periode 1995-2019 ligger medianen over  $0^{\circ}\text{C}$ . Det relative antallet nedbørdager hvor det snør, synker fra 1974-1995 til 1995-2019 for alle fire årstider.

## Regn

Ved hvilke temperaturer det faller regn, varierer mellom årstidene. Om sommeren og høsten har 95% av nedbørsdage en gjennomsnittstemperatur på over  $0^{\circ}\text{C}$ . For perioden 1974-1995 om vinteren har nesten 50% av regndagene en temperatur under  $0^{\circ}\text{C}$ . Om våren, og for andre tidsperioden om vinteren har 75% av regndagene en temperatur over  $0^{\circ}\text{C}$ . Det relative antallet regndager øker fra den første perioden til den andre perioden for alle årstider. Det er et skift for alle prosentiler mot varmere temperaturer, bortsett fra 5%-prosentilen om våren, som skifter mot en kaldere temperatur.

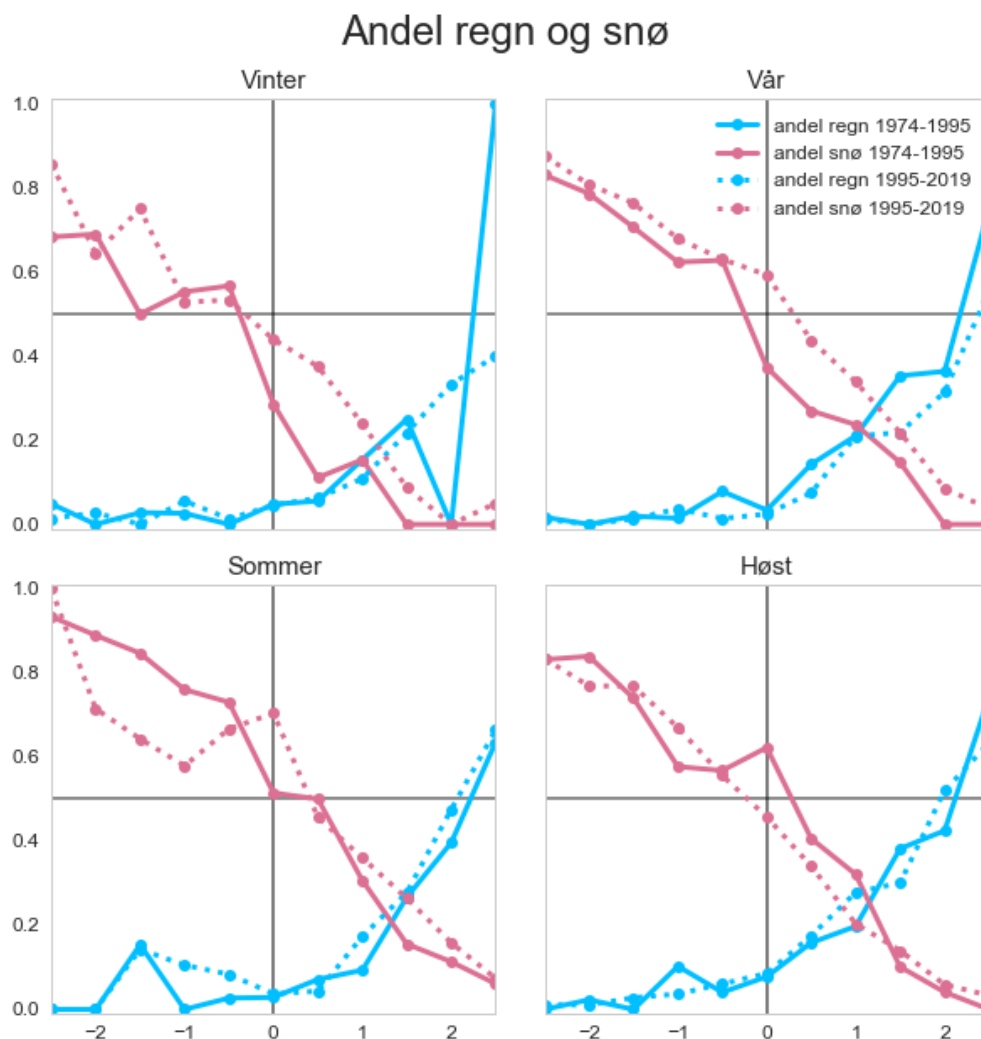
## Sludd

Ved alle årstider er det et skift mot høyere temperaturer i medianene til sludd. 95%-prosentilene markerer høyere temperaturer i periode to enn periode en, og 5% prosentilen har en lavere temperaturverdi i periode to enn periode en. Det relative antallet sluddager går ned om sommeren, stiger om vinter og høst og er konstant om våren.

### 4.3.1 Temperaturterskel

Figur 4.7 viser andel nedbørdager med regn og snø for temperaturintervall fra  $-2,5^{\circ}\text{C}$  til  $3,0^{\circ}\text{C}$ . Andel snø ligger på rundt 80% av nedbørobservasjonene ved  $-2,5^{\circ}\text{C}$ , og utgjør 0% av observasjonene ved temperaturer fra  $1,5^{\circ}\text{C}$  om vinteren, og ved temperaturer over  $3,0^{\circ}\text{C}$  om sommeren. Temperaturen hvor snø utgjør 50% av nedbørobservasjonene varierer fra  $(-0,5, 0)$  til  $(0, 0,5)$  mellom årstidene, og mellom periodene 1974-1995, til 1995-2019.

Fra figur 4.7 ser vi at regn starter med en andel på 0% av nedbørdagene fram til  $(-1, -0,5)$  for de fleste årstidene, for begge tidsperiodene. Ved temperaturer



Figur 4.7: Andel dager av nedbørdager hvor nedbør er betegnet som snø(rosa) og regn(blå) ved Svalbard lufthavn og i Ny-Ålesund for temperaturintervall på  $4^{\circ}\text{C}$ , fra  $\leq -2,5$  til  $\geq 3,5^{\circ}\text{C}$ , delt inn i årstider. Total nedbør er snø, regn og sludd. Datasettet er delt inn i to perioder; 1974-1995(heltrukken linje) og 1995-2019(stiplet linje).

rundt  $1^{\circ}\text{C}$  blir andel regndager større en andel snø dager, og nærmere  $2^{\circ}\text{C}$  når regn 50%-temperaturterskelen. Andel regn om vinteren varierer mye ved de høyeste temperaturintervallene. Dette skyldes få observasjoner, særlig i perioden 1974-1995.

Nedbørfordelingen for periodene før og etter 1995 er ganske like. Forskjellen er et skift mot varmere temperaturer fra periode en til periode to om våren, og om høsten er det antydning til et svakt skift mot kaldere temperaturer.



## 5 — Diskusjon

### 5.1 Økningsrate til nedbørintensitet med temperatur

Figur 4.2 viser gjennomsnitt og median for nedbørintensitet på Svalbard. Figuren viser at økningsraten til nedbørintensiteten følger Clausius-Capeyron-raten for temperaturer under  $0^{\circ}\text{C}$ . For temperaturer over  $0^{\circ}\text{C}$  overstiger nedbørintensiteten Clausius-Capeyron-raten på høst og vinter, men på vår og sommer derimot er økningsraten lavere. For Svalbard-Imp-datasettet er økningsraten høyere enn Clausius-Capeyron ved alle årstider for temperaturer over  $0^{\circ}\text{C}$ .

Clausius-Capeyron-ligningen gir en begrensning for den potensielle mengden vann som er tilgjengelig for nedbørdannelse i en luftmasse. Clausius-Capeyron-raten kan være en begrensning på økningsraten for hvor mye nedbør som potensielt kan falle ved ulike temperaturer. Det vil derfor være mer hensiktsmessig å sammenligne nedbørintensiteten for kraftig nedbørshendelser, enn for median og gjennomsnitt, ettersom Clausius-Capeyron-raten begrenser maksimale nedbørverdier. Gjennomsnittet påvirkes i større grad av kraftige nedbørshendelser enn det medianen gjør, og representerer derfor de kraftige nedbørshendelsene litt bedre enn medianen. Figur 4.2 viser at gjennomsnittlig nedbørintensitet, særlig på sommer og vår, følger Clausius-Capeyron-raten bedre enn det medianen gjør.

Andre studier, blant andre Formayer & Fritz (2017) har også sett på økningsraten til nedbørintensitet. I nevnt artikkel har de sett på sammenhengen mellom kraftig 1 times nedbør og lufttemperatur i Wien i Østerrike. De har funnet at kraftig nedbør stiger med en rate lik Clausius-Capeyron-raten bortsett fra for de varmeste temperaturene, hvor økningsraten er større enn Clausius-Capeyron-raten. Ifølge Formayer & Fritz (2017) er det flere studier som viser det samme forholdet. På grunn av få observasjoner for de varmeste temperaturene er det vanskelig å si om raten fortsetter å øke eller om den avtar, men noen av studiene nevnt i Formayer

& Fritz (2017) tyder på at økning i kraftig nedbør etter hvert når et toppunkt eller flater ut med økende temperaturer.

Disse studiene har sett på timeverdier av nedbør og brukt data fra målestasjoner utenfor Arktis. Resultatene er derfor ikke direkte sammenlignbare med resultatene i denne analysen, særlig ettersom temperaturspennet er et annet. Økningsraten til nedbørintensitet ved målestasjonene på Spitsbergen viser likevel samme tendenser.

Formayer & Fritz (2017) forklarer økning i intensitet med at konvektiv nedbør tar over for stratiform nedbør etterhvert som temperaturen øker. Det er ikke samme type konvektiv nedbør som oppstår om vinteren og høsten på Svalbard, som konvektiv nedbør omtalt av Formayer & Fritz (2017), men det er de samme prosessene som er involvert i atmosfæren. Det er mulig at konvektiv nedbør forårsaket av kaldluftsutbrudd på vinterstid bidrar til at økningsraten til nedbørintensitet øker. Det er når kald luft treffer relativt varm sjø at den konvektive nedbøren oppstår, men økningsraten til nedbørintensitet stiger først rundt  $0^{\circ}\text{C}$ . Dette kan tyde på at kaldluftsutbrudd ikke er hovedårsaken til endringen i økningsraten.

På Svalbard er kraftig nedbør som regel knyttet til situasjoner hvor varm og fuktig luft kommer fra sørvest, den fuktige luften er fraktet nordover med stormbanen i Atlanterhavet. På vinteren kommer det for det meste kald og tørr luft fra nord-nordøst, men med innslag av varm luft fra sørvest. Den varme luften fra sør inneholder mer vanddamp enn luften fra nord. Denne forskjellen i luftfuktighet mellom luftmassene kan gi inntrykk av en sterkere temperaturavhengighet i nedbørintensitet enn det den reelt er, fordi det også i stor grad avhenger av luftmassens opprinnelse. Det er om høsten og vinteren at temperaturforskjellene mellom luftmassene er størst, slik figur 2.2 illustrerer. Tydelig skille i temperatur gir også et tydelig skille mellom observasjonene i en temperaturfordeling. Dermed vil også skille mellom observasjoner med høy og lav luftfuktighet være mest synlig på en temperaturfordeling på vinter og høst.

Forskjeller i oppfangningsvikt kan forsterke forskjeller i nedbørintensitet mellom lave og høye temperaturer. Oppfangningsvikten er størst ved de laveste temperaturene, og kan bidra til sterkere endring i økningsraten enn det som er reelt. Gjennomsnitt og median for temperaturer rundt  $-20^{\circ}\text{C}$  er lavere for observasjonsdatasettet enn for Svalbard-Imp-datasettet. Denne forskjellen skyldes nok i stor grad oppfangningsvikt. Ettersom økningsraten for Svalbard-Imp-datasettet også øker rundt  $0^{\circ}\text{C}$ , er nok ikke oppfangningsvikt en dominerende årsak i hvorfor økningsraten endres.

## 5.2 Endring i økningsrate for nedbørintensitet over tid

Figur 4.3 viser tidsutviklingen for nedbørintensitet fra 1974-1995 til 1995-2019 for observasjonsdatasettet og Svalbad-Imp-datasettet. For de fleste av temperaturintervallene går intensiteten litt ned, bortsett fra for de høyeste intervallene hvor intensiteten kan gå litt opp.

Boksplottene i det høyeste temperaturintervallet for hvert årstid og datasett, kan innholde få observasjoner sammenlignet med de andre temperaturintervallene, og det er derfor usikkert hvor representative boksen og prosentilene er for intensiteten i gitt temperaturterskel.

I figur 4.3 har Svalbard-Imp-datasettet litt høyere intensitet enn observasjonene for de fleste temperaturintervall, bortsett fra det høyeste temperaturintervallet hvor det kun er observasjonsdata. Kuldebiasen i Svalbard-Imp-datasettet kan delvis forklare hvorfor Svalbard-Imp ikke har nedbør ved like høye temperturer som observasjonene. Ettersom Svalbard-Imp-datasettet gir et godt estimat av mengde nedbør, men med lavere temperaturer enn observasjonene, er det naturlig at nedbøren faller ved lavere temperaturer og dermed kan øke intensiteten ved lave temperaturer sammenlignet med observasjonene.

I følge Hanssen-Bauer *et al.* (2019) har det vært en økning i nedbør ved både Svalbard lufthavn og Ny-Ålesund fra perioden 1971-2017, som er målestasjonene brukt til å se på endring i nedbørintensitet over tid. Det er kun Ny-Ålesund som har en signifikant økning i årsnedbør på 5%-nivå. Begge stasjonene har signifikant økning i nedbør på høsten.

Det har vært en svak øking i nedbør på Svalbard, og for framtiden forventes det at nedbørintensiteten vil øke (AMAP, 2017). Ifølge AMAP (2017) har atmosfærisk transport av vann til Arktis økt, blant annet gjennom stormbanen i Atlanterhavet. Ved økt tilførsel av vann vil mer vanddamp være tilgjengelig for nedbørdannelse i Arktis og på Svalbard. Det er mulig at økt tilførsel av vann til atmosfæren i Arktis kan gi økt nedbørintensitet for et gitt temperaturintervall ettersom klimaet blir varmere. Som nevnt tidligere er det ved situasjoner hvor luftmassen kommer fra sør-sørvest at de kraftige nedbørhendelsene oppstår. Dersom disse luftmassene bringer med seg mer vann, kan dette kanskje bidra til at intensiteten eventuelt stiger fra perioden før 1995 til perioden etter for høye temperaturintervall.

En annen årsak til at nedbørintensiteten i figur 4.3 øker med tiden kan være at

etterhvert som temperaturen stiger vil antall nedbørhendelser med høy temperatur stige. Flere nedbørhendelser betyr større spenn i nedbørintensitet, som kan trekke 75- og 95 -prosentilen oppover. Den samme temperaturendringen kan kanskje forklare hvorfor nedbørintensiteten ser ut til å gå ned for lave temperaturintervall. Med stignede lufttemperatur blir det færre nedbørobservasjoner ved lave temperaturer, og færre observasjoner kan bety færre nedbørshendelser med mye nedbør, slik at prosentilene i boksplottet trekkes ned.

I temperaturintervall hvor nedbørintensiteten går ned, synker halene og gjennomsnittet mer enn medianen. Dette kan tyde på at episodene med kraftig nedbør går ned mer enn nedbørintensiteten generelt. Nedgang i nedbørintensitet kan forklares av at episodene med kraftig nedbør stiger i temperatur, heller enn at det går ned i intensitet.

Selv om nedbørintensiteten går litt ned for mange temperaturintervall, øker likevel den totale nedbørintensiteten, ettersom det ved høyere temperaturer er større nedbørintensitet. Tabell 4.2, som gir nedbørintensitet for periodene 1974-1995 og 1995-2019, viser at nedbørintensiteten har gått opp på høst og vinter. Dette samsvarer med Hanssen-Bauer *et al.* (2019) hvor det står at årsnedbøren har økt litt, men at nedbørmengden om vinteren og høsten har hatt en mer tydelig økning, samtidig som temperaturen har økt de siste tiårene.

Hanssen-Bauer *et al.* (2019) sier også at temperatur og nedbør vil øke i framtiden, og at mer av nedbøren vil falle ved høye temperaturer med høy intensitet. Dette stemmer overens med resultatene i denne oppgaven hvor nedbørintensiteten går opp for høye temperaturer, og resultatene fra tabell A.2 som viser at det har blitt flere nedbørhendelser med kraftig nedbør, og at mer av nedbøren faller ved kraftige nedbørshendelser.

### 5.3 Variasjon i nedbørintensitet og -frekvens mellom stasjonene

Det er et kuldebias i Svalbard-Imp-datasettet, som betyr at temperaturene er litt lavere enn det de er i observasjonene. Hvordan dette påvirker resultatene i denne oppgaven er ikke sikkert. Det kan tenkes at Svalbard-Imp-datasettet gir tilsvarende vær-situasjon som observasjonene, men med kaldere temperaturer, slik at nedbørhendelser havner i et lavere temperaturintervall. Eventuelt gir Svalbard-Imp-datasettet været og temperaturen for en kaldere situasjon, og dermed en forskyvning av antall dager mot kaldere temperaturer.

Lokal topografi kan forklare deler av forskjellen både mellom stasjoner og forskjell i resultat fra datasettene. Mye orografisk nedbør fører til høyere årsnedbør i Ny-Ålesund enn ved Svalbard Lufthavn, selv om temperatur og andel av nedbør i form av fast, flytende og blandet nedbør er like for stasjonene (Førland & Hanssen-Bauer, 2000). Is på fjorden påvirker temperatur og luftfuktighet. Når fjorden er dekt av is blir det kaldere på grunn av mindre varmeutvikling mellom sjø og luft. Isen reduserer også masseutveksling av vann fra sjø til luft, som reduserer vanndamp tilgjengelig for nedbørdannelse.

Svalbard-Imp-datasettet klarer ikke å korrekte modellere nedbør ved Svalbard lufthavn. Dette kan skyldes at de geografiske forholdene rundt målestasjonen ved Svalbard lufthavn som ikke fanges opp av oppløsningen til nedskaleringsmodellen som har produsert Svalbard-Imp-datasettet. (Vikhamar-Schuler *et al.* , 2019)

Hvor en luftmasse kommer fra har som sagt mye å si for hvor mye vanndamp luften inneholder, og dermed hvor mye nedbør som kan dannes. Hvor langt luften må transporteres over land før den ankommer målestasjonene påvirker også nedbørspotensialet. Luft fra nord-nordøst transporteres langt over land før det ankommer målestasjonene, og spesielt langt for å ankomme Hornsund. Når varm og fuktig luft treffer Hornsund fra sør-sørvest, kommer den rett inn fra havet og har enda ikke mistet noe av luftfuktigheten. Dette kan forklare hvorfor nedbørintensiteten ved Hornsund er lavere enn for de andre stasjonene ved lave temperaturer, men er på høyde med Ny-Ålesund for de varmeste temperaturene.

Svalbard lufthavn har generelt lavere nedbørintensiteter enn de andre målestasjonene, bortsett fra Hornsund ved lave temperaturer. Svalbard lufthavn er målestasjonen som ligger lengst inn fra kysten. Når luften kommer fra vest vil mindre fuktighet, og dermed også mindre nedbør nå Svalbard Lufthavn enn de andre stasjonene.

## 5.4 Endring i nedbør forårsaket av endring i luftmasser

I følge Isaksen *et al.* (2016) skyldes mesteparten av temperaturøkningen på Svalbard endring i karakteristikken til luftmassene, og ikke endringer i den atmosfæriske sirkulasjonen. Luftmassene øker i temperatur, og dette skyldes til dels redusert sjøis nord for Svalbard og i Barentshavet, høyere sjøtemperatur, og generell global bakgrunnsoppvarming.

Redusert sjøis spiller en rolle for luft som kommer fra nord og nordøst på høsten og

tidlig vinter. Dette er den luften som i utgangspunktet er relativt tørr, men redusert sjøis fører til økt varme- og masseutveksling med vannet, slik at mer fuktighet blir overført til luften. I tillegg kan luften holde på mer fuktighet ettersom temperaturen stiger.

## 5.5 Endring i frekvens over tid

Tabell 4.3 viser at frekvensen for dager med nedbør har steget for alle årstider fra perioden 1974-1995 til 1995-2019. Økningen er ikke stor, men den stemmer overens med teorien om at en varmere atmosfære gir økt nedbørfrekvens.

Økningsraten til frekvensen for dager med nedbør er ikke lik for observasjonene og Svalbard-Imp-datasettet. Dette kan til dels forklares med oppfagningsvikt ved målestasjonene.

Svalbard-Imp-datasettet har en høyere frekvens for nedbørdager enn observasjoner for temperaturer under  $-8^{\circ}\text{C}$ . Frekvensene ser ikke ut til å endre seg mye mellom periodene.

Svalbard-Imp-datasettet gir høyere nedbørfrekvens for dager med nedbør  $\geq 1$  mm ved lave temperaturer enn det som er observert ved målestasjonene. Denne forskjellen kan til dels forklares av oppfagningsvikt ved målestasjonene. En nedbørhendelse som i virkeligheten gir nedbør over 1 mm kan i observasjonsdatasettet telle som nedbør under 1 mm ettersom opp til 50% av nedbøren ikke blir målt. Dette vil gi en lavere frekvens enn det som er representativt for målestasjonen.

I figur 4.5 ser det ut til at frekvensen for dager med nedbør  $\geq 1$  mm går ned for hvert temperaturintervall. Samtidig viser tabell 4.3 at nedbørfrekvensen for dager med nedbør  $\geq 1$  mm har steget fra 1974-1995 til 1995-2019 for vinter og høst, men har sunket for vår og sommer.

Økningen på vinter og vår i tabell 4.3 kan til dels forklares av at oppfagningsvikten blir mindre etterhvert som temperaturer øker, som også forklarer forskjellen mellom Svalbard-Imp og observasjonene.

Svalbard-Imp-datasettet og observasjonene har en ganske lik frekvens for nedbørhendelser over 5 mm. Dette stemmer godt med forventningene, ettersom de fleste nedbørhendelsene med nedbør  $\geq 5$  mm har en temperatur over  $0^{\circ}\text{C}$ , som betyr at mesteparten av nedbøren faller som regn, som ikke medfører betydelige nedbørtap. Økt frekvens for nedbør  $\geq 5$  mm med stigende temperatur er også å forvente ettersom en varmere atmosfære med vanndamp trenger mindre vertikal

bevegelse for å starte nedbørdannelse.

Som det kommer frem i tabell 4.3 er det ikke store endringer i nedbørfrekvens for dager med nedbør  $\geq 5$  mm over tid. Nedbørfrekvensen øker litt for vinter og høst, og går litt ned for vår. Det at den samme stigningen ikke er like synlig her som for all nedbør og nedbør  $\geq 1$  mm, kan igjen være på grunn av at det stort sett er regn som faller når nedbørintensitet er  $\geq 5$  mm, slik at endring i oppfagningsvikt ved temperaturøkning ikke påvirker nedbørintensiteten for nedbør  $\geq 5$  mm.

## 5.6 Tempertur ved nedbørhendelser

Figur 4.6 viser at andelen dager med snø har gått ned og at andelen dager med regn har gått opp fra 1974-1995 til 1995-2019. Dette stemmer godt overens med andre rapporter, blant annet Hanssen-Bauer *et al.* (2019) som viser at andelen av årlig nedbørmengde som faller som snø har gått ned i perioden fra 1975 til 2017, for både Svalbard lufthavn og Ny-Ålesund.

Etterhvert som andelen av observasjoner som faller som snø går ned og andelen regn går opp, vil dette bidra til å minke overflatealbedoen på Svalbard og med det bidra til videre oppvarming av atmosfæren gjennom albedo-effekten.

I figur 4.6 ser det ut til at temperaturspennet hvor mesteparten av snø, regn og sludd faller har endret seg fra den første til den andre perioden, slik at nedbør generelt faller ved varmere temperaturer. Etersom temperaturen har økt mellom periodene, er det også å forvente at nedbør faller ved varmere temperaturer.

I følge Isaksen *et al.* (2016) skyldes den stigende årsmiddeltemperaturen på Svalbard høyere sjøtemperatur, reduksjon av sjøis og generell global bakgrunnsoppvarming. Oppvarmingen skyldes ikke endringer i værssystemene. Det er derfor mulig at temperaturterskelen for snø og regn kan endre seg som følge av den globale oppvarmingen.

Fra figur 4.6 kan det se ut som om snø faller ved varmere temperaturer i perioden 1995-2019 enn i perioden før (1974-1995). Hvis det er slik kan det tyde på at værssystemene som danner nedbør ikke har endret seg, men at det bare er lufttemperaturen som har økt.

En annen forklaring på en eventuell endring i temperaturterskelen for snø og regn er lapserateeffekten. I Arktis varmes luften ved overflaten raskere enn lenger opp i atmosfæren (se 2.2.3). Nedbørdannelse skjer ikke ved overflaten, men lenger oppe i atmosfæren, så selv om temperaturene som blir målt for en nedbørtype øker, kan

det hende at temperaturer i det atmosfæriske laget hvor nedbøren dannes ikke har endret seg like mye. I følge Ahrens & Henson (2017) er avstanden fra bakken opp til nivået i atmosfæren hvor temperaturen er  $0^{\circ}\text{C}$  viktig, ettersom snø kan falle 300 m før det smelter og blir regn. Dersom temperaturen lenger oppe fortsatt er under  $0^{\circ}\text{C}$  kan lufttemperaturen ved bakken øke uten at type nedbør endrer seg.

Skiftet i boksplottet som representerer temperaturspennet hvor de ulike nedbørstypene faller kan også delvis forklares av høyere temperatur alene. Etter hvert som temperaturen øker vil det forekomme færre veldig kalde snødager, og flere varme regndager som kan flytte medianen og prosentiler mot varmere temperaturer. Det kan da se ut som om snø faller ved varmere temperaturer når det egentlig bare blir færre av de kalde snødagene. Ettersom andel nedbørhendelser i form av snø går ned og temperaturen øker, er den siste forklaringen en god forklaring på skiftet i temperaturspenn for nedbørtyper i figur 4.6.

## 5.7 Temperaturterskel for regn og snø

Ye *et al.* (2013) fant at temperaturterskelen for andel regn/snø varierer fra  $-1,0$  til  $2,5^{\circ}\text{C}$  over Nord-Eurasia. I figur 4.7 ser det ut til at regn tar over for snø ved  $1^{\circ}\text{C}$ , som ligger innenfor temperaturterskelspennet til Ye *et al.* (2013)

Ifølge figur 4.7, som viser andelen snø og regn ved ulike temperaturer, ser det ikke ut til å være en stor endring i 50%-temperaturterskelen for snø og regn. Fra figur 4.6 kan det se ut som om det er slik at snø og regn faller ved varmere temperaturer i perioden 1995-2019 enn i perioden 1984-1995. Da ville det vært naturlig å også kunne se denne tendensen i figur 4.7, men det er ikke tilfelle.

Det er kun på våren at det er antydning til endring i 50%-temperaturterskelen fra den første til den andre perioden. For de andre årstidene ser det ut til at andelen snø generelt har økt litt på vinter og og kanskje på sommeren. Andelen regn ser lik ut for de to periodene, bortsett fra på høsten, hvor den kanskje øker litt.

Det er vintertemperaturen som har økt mest på Svalbard. En endring i temperaturterskelen som følge av oppvarming av atmosfæren burde i så fall vært synlig på vinteren, men det er den ikke.

Dersom lapseraten spiller en rolle, og at temperaturen nede ved bakken øker raskere enn temperaturen lenger oppe, kan temperaturterskelen for 50% snø skiftes mot varmere temperatur. Dette fordi nedbøren ikke dannes ved bakken, men lenger opp i atmosfæren. Temperaturen måles ved 2 meters høyde, så temperaturen ved nedbørmålinger kan ha steget selv om temperatur ved nedbørdannelse ikke har endret



seg. Et slikt skift i temperaturterskelen kan ha skjedd, men at en oppløsning med døgnverdier for temperatur og nedbør ikke fanger slike nyanser.

### **Temperaturterskel basert på mengde nedbør eller antall observasjoner med nedbør**

I denne analysen er temperaturterskelen basert på antall observasjoner med snø og regn i hvert temperaturintervall. Det er også mulig å definere en temperaturterskel for mengde snø og regn i hvert intervall. En fordel med å gjøre det på den alternative måten, er at det kanskje er mer interessant å vite hvor mye regn og snø som vil falle, og ikke hvor ofte. En ulempe med å benytte mengde nedbør er at oppfagningsvikten er større ved snø enn for regn, som kan gi et skjevt forhold i andel nedbør. I tillegg er det lettere å sammenligne resultatene fra figur 4.6 og 4.7 når begge oppgir antall observasjoner med regn og snø.

## **5.8 Behandling av sporverdier**

Sporverdier er ikke tatt med i beregninger av intensitet for observasjonsdatasettet, hvilket betyr at verdier fra 0,1 mm og opp er inkludert. Sporverdiene utgjør en veldig liten andel av den totale nedbøren, og ettersom alt fra en dråpe registreres som 0,1 mm, er det så vidt det faller nedbør. Ettersom det er nedbørintensitet, er verdiene nesten lik 0 mm ikke tatt med. Dette kan føre til høyere intensitet enn det som er representativt. Oppfagningsvikt vil nok mer enn utligne dette, i hvert fall ved lave temperaturer.

I Svalbard-Imp-datasettet er alle verdier over 0 mm inkludert. I denne analysen er det gjort slik ettersom alle nedbørsmengder fra en dråpe og opp til 0,1 mm blir målt som 0,1 mm ved manuelle målinger. Denne løsningen fører til at antall dager med nedbør under 0,2 mm er mye likere mellom datasettene enn det det ville vært dersom kun verdier over 0,1 mm ble inkludert i Svalbard-Imp-datasettet.

En konsekvens av dette valget er at nedbørintensitetene til observasjoner og Svalbard-Impdatasett i figur 4.3 er likere for hvert temperaturintervall, enn det ville vært om verdiene under 0,1 mm ble kuttet fra Svalbard-Imp-datasettet. For nedbørintensitet ved Svalbard Lufthavn blir forskjellen mellom datasettene større.

Observasjoner med sporverdier er inkludert i beregninger av nedbørfrekvens. I sammenligning av dager med nedbør i datasettene, har det ikke noe å si hvor mye nedbør som faller, bare om det kommer nedbør eller ikke. Håndtering av sporverdier

er derfor ikke like vanskelig for nedbørfrekvens som for nedbørintensitet.

Et avvik i registrering av sporverdier er for Isfjord Radio hvor det fra 2015 ikke er registrert nedbør under 0,1 mm, ettersom målestasjonen er automatisk. Frekvensen for dager med nedbør vil gå noe ned, men det utgjør lite av totale antall observasjoner.

For type nedbør er alle observasjoner hvor det er registrert nedbørtype tatt med, som kan inkludere sporverdier. En sporverdi vektet like tungt som en observasjon med 10mm nedbør. For en temperaturterskel avhenging av mengde, vil sporverdier vekte mindre enn større nedbørsmengder, som kan gi en 50%-temperaturterskel for snø ved lavere temperatur enn for antall nedbørobservasjoner, ettersom en større del av sporverdiene er snø.

## 5.9 Sammenligning av Svalbard-Imp-datasettet og observasjoner

For observasjonene er det helt overlapp mellom perioden for døgnverdier for temperatur og nedbør, hvor begge variablene gjelder fra kl.06 til kl.06. I Svalbard-Imp-datasettet gjelder som sagt nedbør for samme periode som observasjonene, men temperaturer gjelder fra kl. 00 og 24 timer fram i tid. Bare 18 timer overlapp mellom temperatur og nedbør kan bidra til ekstra variasjon i resultatet fra Svalbard-Imp, ved at temperaturen ikke representerer perioden hvor det faller nedbør.

For noen av stasjonene gir observasjonsdatasettet og Svalbard-Imp-datasettet svært ulike resultat. Det kan skyldes oppløsningen i modellen. Forskjellen mellom observasjoner og reanalysen er spesielt stor ved Svalbard lufthavn. Ifølge Vikhamar-Schuler *et al.* (2019) kan dette skyldes at den kompliserte topografien rundt Longyearbyen ikke fanges opp i reanalysen som produserer Svalbard-Imp-datasettet, selv med en oppløsning på 1 km. Fjellene rundt Longyearbyen begrenser nedbørsmengden som faller i Longyearbyen og ved Svalbard lufthavn. Nedbørsmengden for Svalbard lufthavn i Svalbard-Imp-datasettet er høyere enn i observasjonsdatasettet, men i følge Vikhamar-Schuler *et al.* (2019) gir Svalbard-Imp likevel et godt bilde av nedbør på Svalbard på grunn av stor oppfagningsvikt ved Svalbard lufthavn.

Selv med en oppløsning på 1 km kan det hende at forholdene ved målestasjonene ikke blir representert med tilstrekkelig nøyaktighet. I denne analysen er det rutenettboksen som inneholder koordinatene til målestasjonene som er brukt. Rutenettboksen er nedskalert fra ERA-reanalyser som har rutenettbokser med en oppløsning på rundt 80 km. Nedskaleringen av nedbørfrekvens er en nedskalering av nedbørfrekvensen

for den store rutenettboksen, som kan gi en høyere nedbørfrekvens enn det som er reelt for en målestasjon, ettersom det oftere vil regne på et stort areal enn akkurat ved målestasjonene. Selv på et område på 1 km vil det naturligvis kunne regne oftere enn det som blir målt på et punkt i rutenettboksen.

Ifølge Vikhamar-Schuler *et al.* (2019), som har sammenlignet Svalbard-Imp-data med observasjoner på Svalbard, gir Svalbard-Imp-datasettet et realistisk bilde av nedbør for målestasjonene. Svalbard-Imp-datasettet gir mye høyere nedbørverdier for alle målestasjonene, men ifølge Vikhamar-Schuler *et al.* (2019) skyldes dette oppfagningsvikt i observasjonene.

I evalueringen gjort av Vikhamar-Schuler *et al.* (2019) er nedbør undersøkt, ikke nedbørfrekvens og nedbørintensitet spesifikt. Oppfagningsvikt kan føre til for lave nedbørmengder og nedbørintensitet, men vil ikke påvirke nedbørfrekvens. Forskjell i nedbørfrekvens mellom datasettene kan dermed ikke forklares av oppfagningsvikt.

Det er ved temperaturer lavere enn  $-8^{\circ}\text{C}$  og dager med nedbør at Svalbard-Imp-datasett gir mye høyere frekvenser enn observasjonsdatasettet, ikke for dager med nedbør  $\geq 1$  mm eller  $\geq 5$  mm. Dette tyder på at det er ved de lave nedbørintensitetene, under 1 mm, den største forskjellen i datasettene ligger.

I følge Vikhamar-Schuler *et al.* (2019) representerer ikke Svalbard-Imp-datasettet Svalbard lufthavn veldig bra. Figurene A.7 og A.6 som viser nedbørfrekvens ved Ny-Ålesund og Svalbard lufthavn, viser at Svalbard-Imp-datasettet hverken gir samme nedbørfrekvens som observasjonen for noen av stasjonene. Det er ikke vanskeligheter med å modellere området rundt Svalbard Lufthavn som forårsaker ulikeheten,

Dersom antall dager med nedbør registreres korrekt er det all grunn til å tro at observasjonsdatasettet er representative for målestasjonen.

Observatørene ved manuelle målestasjoner markerer om det har vært nedbør, men for at det skal registreres nedbør i løpet av en dag må det enten falle nedbør ved observasjonstiden, eller ligge ny nedbør på bakken. Ved små nedbørmengder, som sporverdier, er det mulig at det ikke er registrert av observatør. Dette kan bidra til en lavere nedbørfrekvens enn det som er reelt. Ulikheten mellom observasjoner og Svalbard-Imp-datasettet kan også skyldes for høye frekvenser for nedbørsdager ved lave temperaturer i Svalbard-Imp-datasettet, som forklart over.



## 6 — Konklusjon og videre arbeid

### Konklusjon

I denne oppgaven er temperaturavhengighet i nedbørintensitet, nedbørfrekvens, og nedbørtype undersøkt ved fire målestasjoner på vestkysten av Spitsbergen. Det er også undersøkt om det er en endring i forholdet mellom temperatur og nedbør fra perioden 1974-1995 til 1995-2019.

Nedbørintensiteten øker med stigende temperatur. For lave temperaturer har nedbørintensiteten en økningsrate som tilsvarer økningsraten til Clausius-Clapeyron-raten på  $7\%/^{\circ}\text{C}$ . Ved temperaturer over  $0^{\circ}\text{C}$  overstiger økningsraten Clausius-Clapeyron-raten for både vinter og høst. Årsaken til den kraftige endringen i økningsraten kan være den store forskjellen mellom kalde luftmasser fra nord-nordøst, som har relativt lite vanndamp og den varme luftmassen fra sør-sørvest, som medfører mye vanndamp. Det er om høsten og vinteren at den store endringen i økningsraten finner sted, og det er om høst og vinter at det er størst forskjell mellom temperaturene til de nevnte luftmassene. Det er når temperaturforskjellen er størst at forskjellen mellom massene vil være mest synlig i en temperaturfordeling, og dermed vil også forskjellen i luftfuktighet for lave temperaturer og høye temperaturer være størst ved disse årstidene.

Det er ingen klare endringer i temperaturavhengighet til nedbørintensitet over tid, men det har vært en endring i nedbørintensiteten generelt. På vinter og høst har gjennomsnittlig nedbørintensitet økt, og på sommer og vår har den gått ned fra 1974-1995 til 1995-2019. Antall nedbørhendelser med nedbørintensitet over 20 mm har økt og andelen av total mengde nedbør som faller ved disse nedbørhendelsen har økt, for alle årstider bortsett fra sommeren.

Nedbørfrekvensen for dager med nedbør, dager med nedbør  $\geq 1$  mm og dager med nedbør  $\geq 5$  mm øker med stigende temperatur. Fra 1974-1995 til 1995-2019 har nedbørfrekvensen for dager med nedbør økt for alle årstider. For høst og vinter har frekvensen også økt for dager med nedbør  $\geq 1$  mm. Nedbørfrekvensen har økt, men

temperaturavhengigheten til nedbørfrekvensen ser ut til å være stabil fra 1974-1995 til 1995-2019.

Andel av nedbørobservasjoner hvor det snør minker, og andel hvor det regner øker fra 1974-1995 til 1995-2019. Det ser ikke ut til å ha skjedd endringer i 50%-temperaturterskel for snø og regn. I perioden etter 1995 har det vært færre nedbørhendelser ved lave temperaturer enn perioden før, slik at flere av nedbørhendelser havner i den varme enden av temperaturspennet.

Samtidig som temperaturen på Svalbard har steget, har nedbørfrekvens og nedbørintensitet også økt, og en større andel av nedbør faller som regn. Endringen i frekvens og intensitet og fordeling av nedbørtyper skyldes økende temperatur, og ikke endringer i temperaturavhengigheten til nedbør.

Resultatet fra denne oppgaven understøtter annen litteratur som, i tillegg til å vise at nedbør vil øke i intensitet og frekvens, viser at kraftigere nedbør og høyere andel av nedbør i form av regn vil kunne endre tilværelsen på Svalbard for dyreliv og mennesker. Regn på vinteren kan hindre tilgang på mat, og kraftig nedbør kan gi jord og snøskred.

Etttersom årstemperaturen stiger raskere på Svalbard enn det globale gjennomsnittet kan endringer i nedbørmønster som allerede har skjedd på Svalbard illustrere nedbørendringer som kan skje andre steder på jorden etterhvert som temperaturen fortsetter å øke.

## Videre arbeid

Svalbard-Imp-datasettet representerer nedbørmønster ved målestasjonene ganske godt. Det er derfor grunn til å tro at Svalbard-Imp-datasettet også kan brukes til å vurdere nedbør for andre områder på Svalbard hvor det ikke er måledata tilgjengelig. Denne oppgaven forsøker ikke å si noe om Svalbard generelt, kun noe om de fire målestasjonene. Det vil være interessant å se hvordan nedbørintensitet og nedbørfrekvens ser ut lenger øst og nord på Svalbard, ettersom det er store variasjoner i temperatur og årsnedbør for de ulike områdene. Inkludering av flere områder på Svalbard kan hjelpe på å vurdere påstander om innvirkning av hvor luftmasser kommer fra.

Det er antydninger til endring i nedbørintensitet, nedbørfrekvens og nedbørtype over tid, for perioden 1974-1995 til 1995-2019. Det vil derfor være interessant å se om endringen er større for en lenger periode fram i tid. Videre arbeid kan være å gjøre tilsvarende sammenligninger som i denne oppgaven, for datasett som sammenligner slutten av 1900-tallet med slutten av 2000-tallet, ved bruk av den regionale klimamodellen COSMO-CLM for eksempel, for å se om endringen er større for de periodene. Det kan gi et tydeligere svar på om økende årstemperatur påvirker intensitet, frekvens og temperaturskler.





# Litteraturliste

- Ahrens, C. Donald, & Henson, Robert. 2017. *Essentials of meteorology*. New York, USA, edition = 8: Cengage Learning.
- AMAP. 2017. Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017. *Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP)*, Oslo, Norway. *xiv + 269 pp.*
- Benestad, R. 2016. Downscaling Climate Information. *Oxford Research Encyclopedia of climate science*. DOI = 10.1093/acrefore/9780190228620.013.27.
- Chou, C., Chen, C., Tan, P., & Chen, K. T. 2012. Mechanisms for global warming impacts on precipitation frequency and intensity. *Journal of Climate*, **25**(9), 3291–3306. DOI = 10.1175/JCLI-D-11-00239.1.
- for Medium-Range Weather Forecasts, European Centre. 2019. *Climate reanalysis*.
- Formayer, Herbert, & Fritz, Alexandra. 2017. Temperature dependency of hourly precipitation intensities–surface versus cloud layer temperature. *International Journal of Climatology*, **37**(1), 1–10.
- Førland, E. J., & Hanssen-Bauer, I. 2000. Increased precipitation in the Norwegian Arctic: True or false? *Climatic Change*, **46**, 485–509.
- Førland, E.J., Hanssen-Bauer, I., & Nordli, P.Ø. 1997. Climate statistics and longterm series of temperature and precipitation at Svalbard and Jan Mayen. *DNMI-klima*, **21**, 111–112.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E. J., Hisdal, H., Sandø, A.B, & Sorteberg, A. 2019. Climate in Svalbard 2100 - a knowledgebase for climate adaptation. *NCCS*, **1**.
- I Store norske leksikon. 2018. *Arktis*. <https://snl.no/Arktis>, urldate = 2019-01-05.
- IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel*

on Climate Change [TF Stocker, D Qin, G-K Plattner, M Tignor, SK Allen, J Boschung, A Nauels, Y Xia, V Bex and PM Midgley (eds.)].

IPCC. 2018. *Summary for Policymakers. In: Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty*[Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.)]. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland,.

Isaksen, K., Nordli, Ø, Førland, E. J., Lupikasza, E., Eastwood, S., & Niedźwiedz, T. 2016. Recent warming on Spitsbergen—Influence of atmospheric circulation and sea ice cover. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **121**(20), 11–913. DOI:10.1002/2016JD025606.

Jennings, K. S., Winchell, T. S., Livneh, B., & Molotch, N. P. 2018. Spatial variation of the rain-snow temperature threshold across the Northern Hemisphere. *Nature communications*, **9**(1). DOI: 10.1038/s41467-018-03629-7.

Kienzle, S. W. 2008. A new temperature based method to separate rain and snow. *Hydrological Processes: An International Journal*, **22**(26), 5067–5085. DOI: 10.1002/hyp.7131.

Meteo Unican. 2012. *ENSEMBLES Downscaling Portal (version 2)*. <https://meteo.unican.es/downscaling/intro.html>, urldate = 2019-05-07.

Meteorologisk Institutt. 2019. *Stinfosys, metadata fra Meteorologisk Institutt*.

NRC/IDMC. 2018. Global Report on Internal Displacement - 2018, Norwegian Refugee Council/Internal Displacement Monitoring Centre (NRC/IDMC). <http://www.internal-displacement.org/global-report/grid2018/>.

Schuler, T.V. 2018. *Svalbard impact assessment forcing dataset, version 1 [data set]*. Norstore. DOI: 10.11582/2018.00006.

Serreze, M. C., & Barry, R. G. 2014. *The Arctic Climate System*. 2 edn. New York, USA: Cambridge university press.

Sivle, A. D. 2018. *Polart lavtrykk*. [https://snl.no/polart\\_lavtrykk](https://snl.no/polart_lavtrykk), urldate = 2019-07-05.

- van Nes, A. M. 2015. *Håndbok for koding av manuelt observerte værparametere som ingår i meldingstype 16*. Blindern, Oslo, Norge: Meteorologisk institutt.
- Vikhamar-Schuler, D., Førland, E. J., Lutz, J., & Gjelten, H. M. 2019. Evaluation of downscaled reanalysis and observations for Svalbard. *NCCS*, 4.
- Walczowski, W, & Piechura, J. 2011. Influence of the West Spitsbergen Current on the local climate. *Int. J. Climatol.*, **31**, 1088–1093. DOI: 10.1002/joc.2338.
- Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. 2006. *Atmospheric science - an introductory survey*. 2 edn. Washington: Elsevier.
- Ye, H., Cohen, J., & Rawlins, M. 2013. Discrimination of solid from liquid precipitation over northern Eurasia using surface atmospheric conditions. *Journal of Hydrometeorology*, **14**(4), 1345–1355. DOI:10.1175/JHM-D-12-0164.1.



# A — Tillegg

## A.1 Databehandling

### A.1.1 Observasjonsdata

Observasjonsdata er hentet ut fra [https://frost.met.no/python\\_example.html](https://frost.met.no/python_example.html)

Følgende variabler er hentet ut fra frost, med timeoffset = PT6H;

- 'mean(air\_temperatureP1D)'
- 'sum(precipitation\_amountP1D)'
- 'over\_time(precipitation\_type\_primary\_significanceP1D)'

### A.1.2 Svalbard-Imp-data

Datasettet som ble brukt i denne oppgaven var to netCDF filer med døgnverdi for temperatur og nedbør for hele Svalbard. For å hente ut relevant data ble Svalbard-Imp-datasettet behandlet med NCO-og CDO-kommandoer. cdo remapnn ble brukt til å velge gridboksen nærmest målestasjonene som er brukt i observasjonsdata. cdo splitseas ble brukt for å dele data opp i årstider.

### A.1.3 Python

Pakker med versjon som er brukt i Python

- Numpy: 1.12.1
- Pandas: 0.20.1
- Seaborn: 0.7.1
- Matplotlib: 3.0.2

## A.2 Resultat

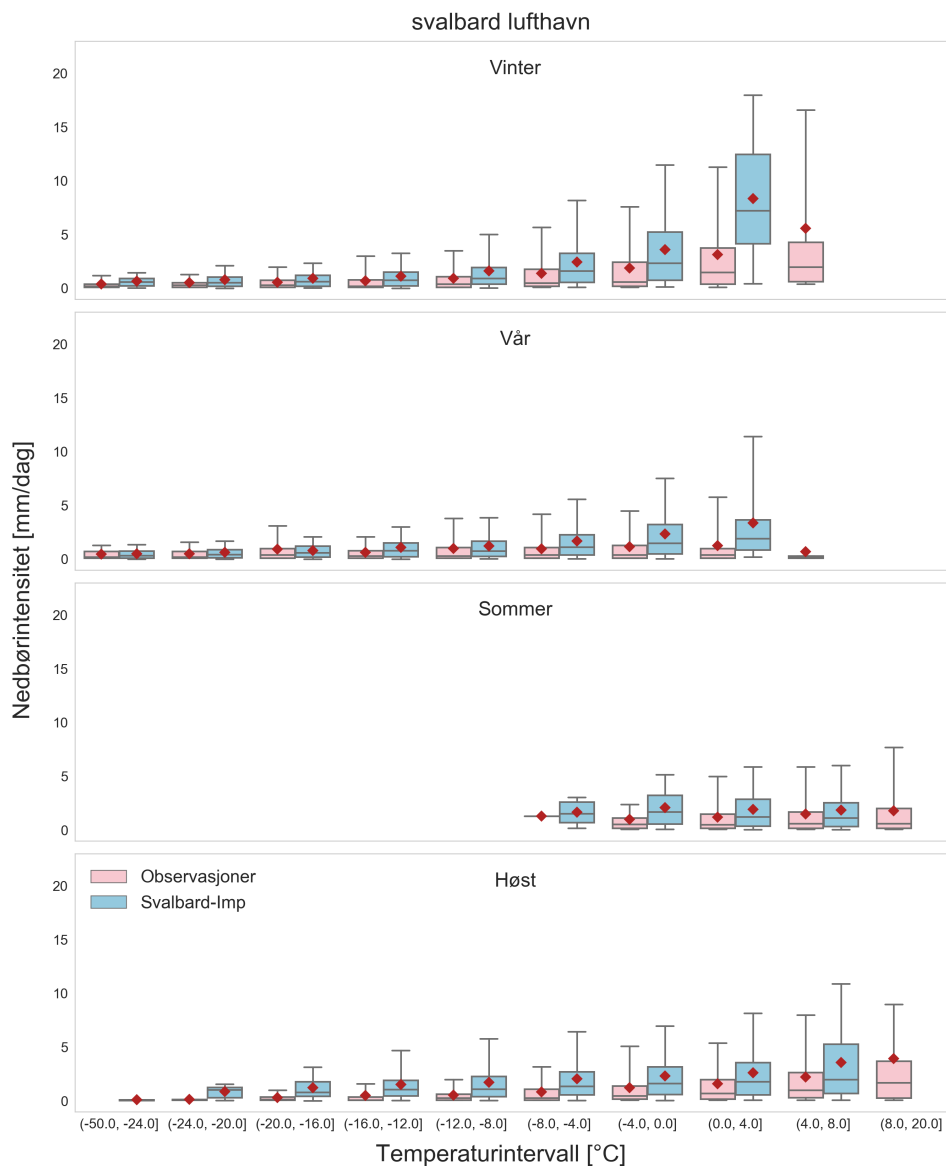
### A.2.1 Nedbørintensitet

Tabell A.1: Gjennomsnittlig nedbørintensitet [mm/dag med regn] for hver årstid ved fire stasjoner. SLH: Svalbard Lufthavn, NYA: Ny-Ålesund, HRN: Hornsund, ISR: Isfjord Radio. Nedbørintensitet for observasjonsdata(O) og Svalbard-Imp-datasett (S).

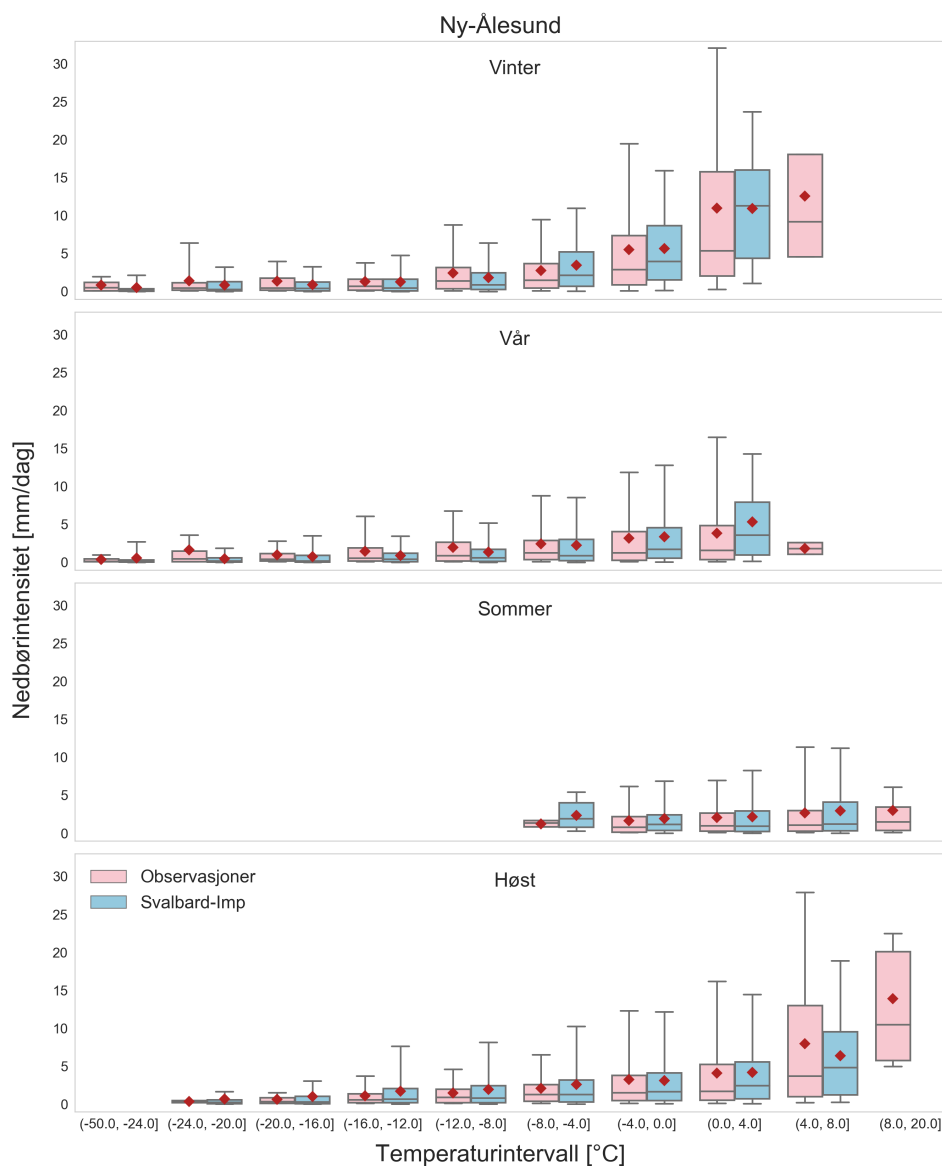
[mm/dag]	SLH		NYA		ISR		HRN	
	O	S	O	S	O	S	O	S
<b>Vinter</b>	1.3	1.3	3.5	1.8	2.6	2.2	2.2	2.2
<b>Vår</b>	1.0	1.1	2.5	1.5	2.2	1.5	1.8	1.6
<b>Sommer</b>	1.4	1.4	2.4	1.7	2.6	1.4	2.9	1.6
<b>Høst</b>	1.3	1.6	3.4	2.1	3.0	2.3	3.9	2.6
<b>År</b>	<b>5.0</b>	<b>5.4</b>	<b>11.8</b>	<b>7.21</b>	<b>10.4</b>	<b>7.4</b>	<b>10.8</b>	<b>7.9</b>

Tabell A.2: Andel nedbørdager med nedbørintensitet over 20 mm, per dag med nedbør, og andel nedbørmengde som har falt på dager med nedbørintensitet over 20 mm, av totalt mengde nedbør. Data fra Svalbard Lufthavn og Ny-Ålesund, delt inn etter årstid, og delt i to perioder, 1974-1995, og 1995-2019.

	Andel nedbørdager [%]		Andel av nedbørmengde[%]	
	1974-1995	1995-2019	1974-1995	1995-2019
<b>Vinter</b>	1.1	1.6	14.0	19.5
<b>Vår</b>	0.4	0.7	7.0	11.1
<b>Sommer</b>	0.5	0.5	0.8	0.7
<b>Høst</b>	0.9	1.3	12.6	15.9

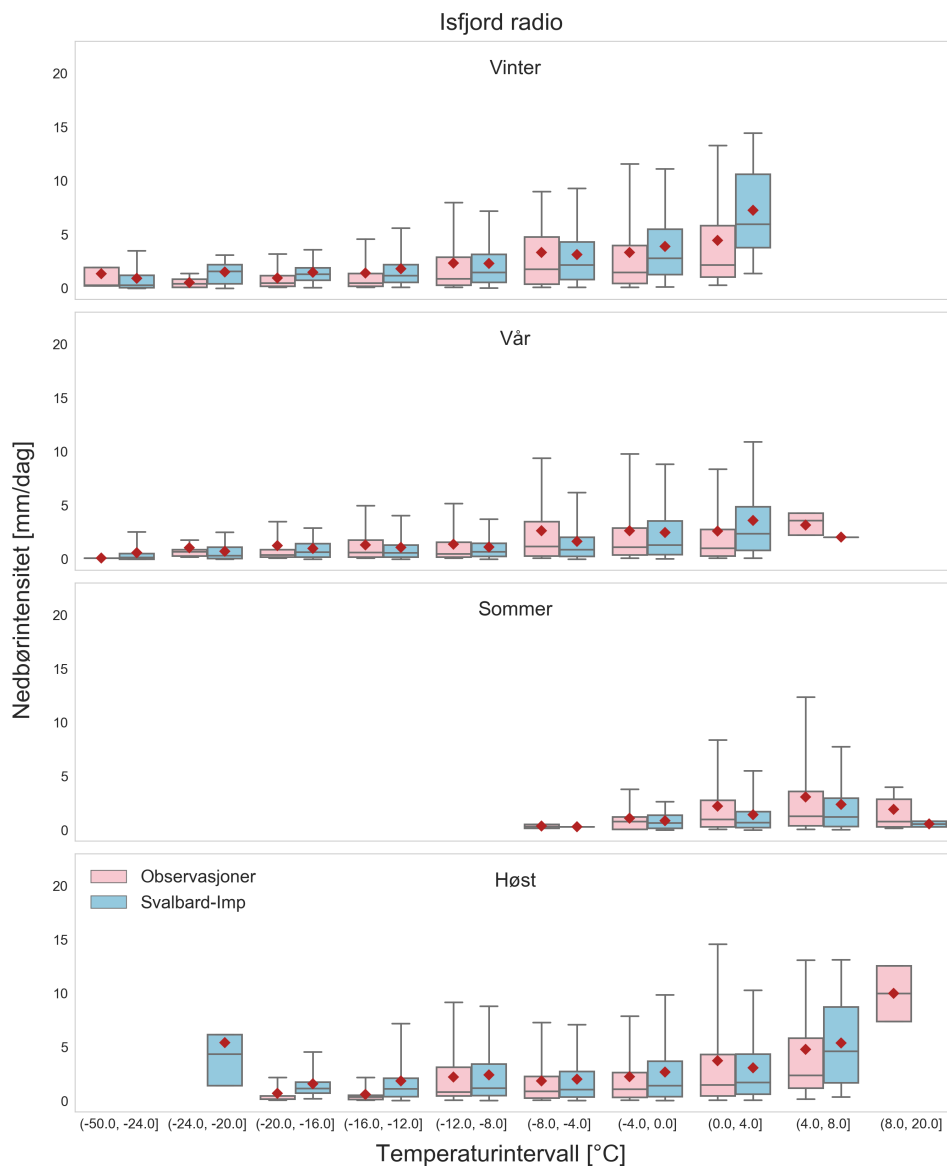


Figur A.1: Nedbørintensitet ved Svalbard lufthavn for temperaturintervall på 4°C, fra  $\leq -24$  til  $\geq 8$ °C, delt inn i årstider, for observasjonsdata i rosa og Svalbard-Imp-data i blå. Medianen er markert med en horisontal strek inne i boksen. 25- og 75- prosenttil er markert som endene til boksen, og halene markerer 5- og 95- prosenttil. Den røde prikken markerer gjennomsnittet.

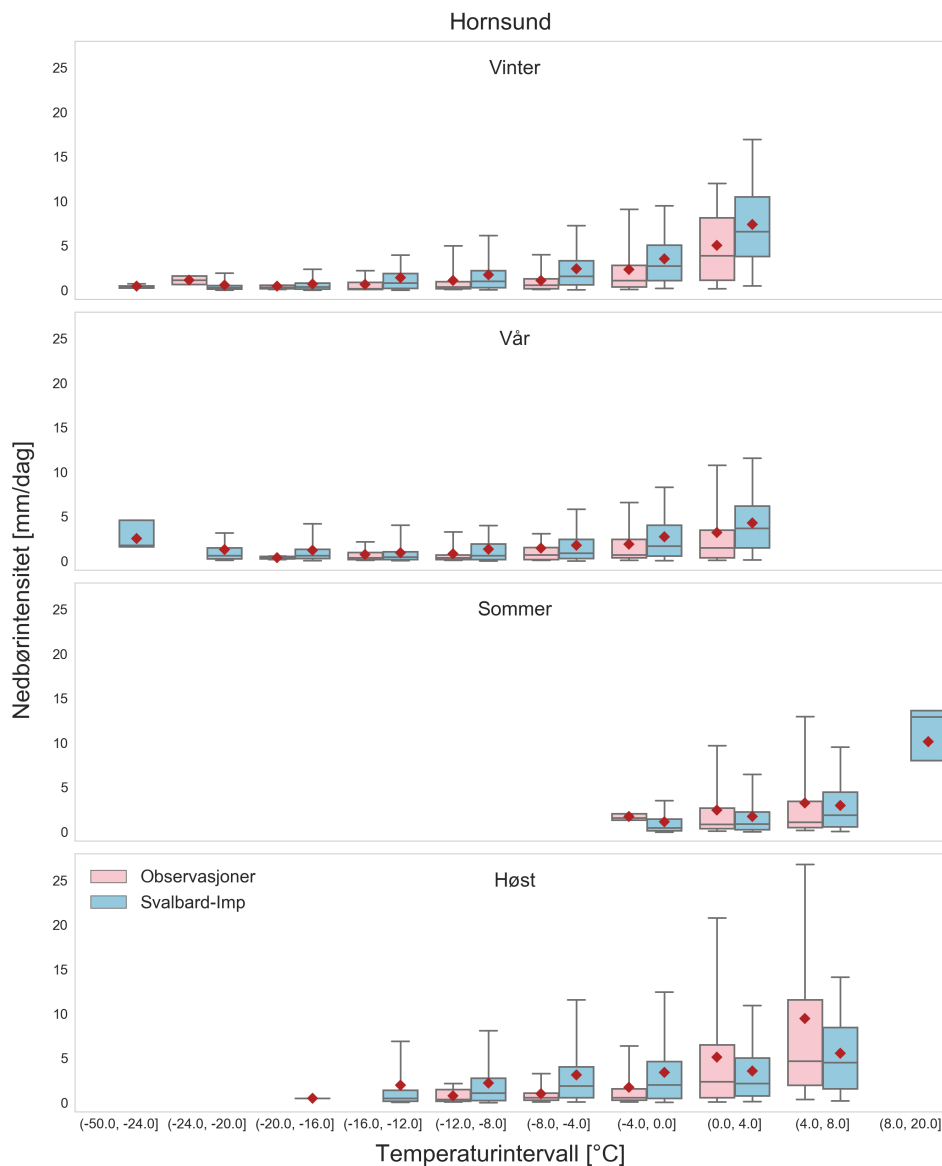


Figur A.2: Nedbørintensitet ved Ny-Ålesund for temperaturintervall på 4 °C, fra  $\leq -24$  til  $\geq 8$  °C, delt inn i årstider, for observasjonsdata i rosa og Svalbard-Imp-data i blå. Medianen er markert med en horisontal strek inne i boksen. 25- og 75- prosenttil er markert som endene til boksen, og halene markerer 5- og 95- prosenttil. Den røde prikken markerer gjennomsnittet.

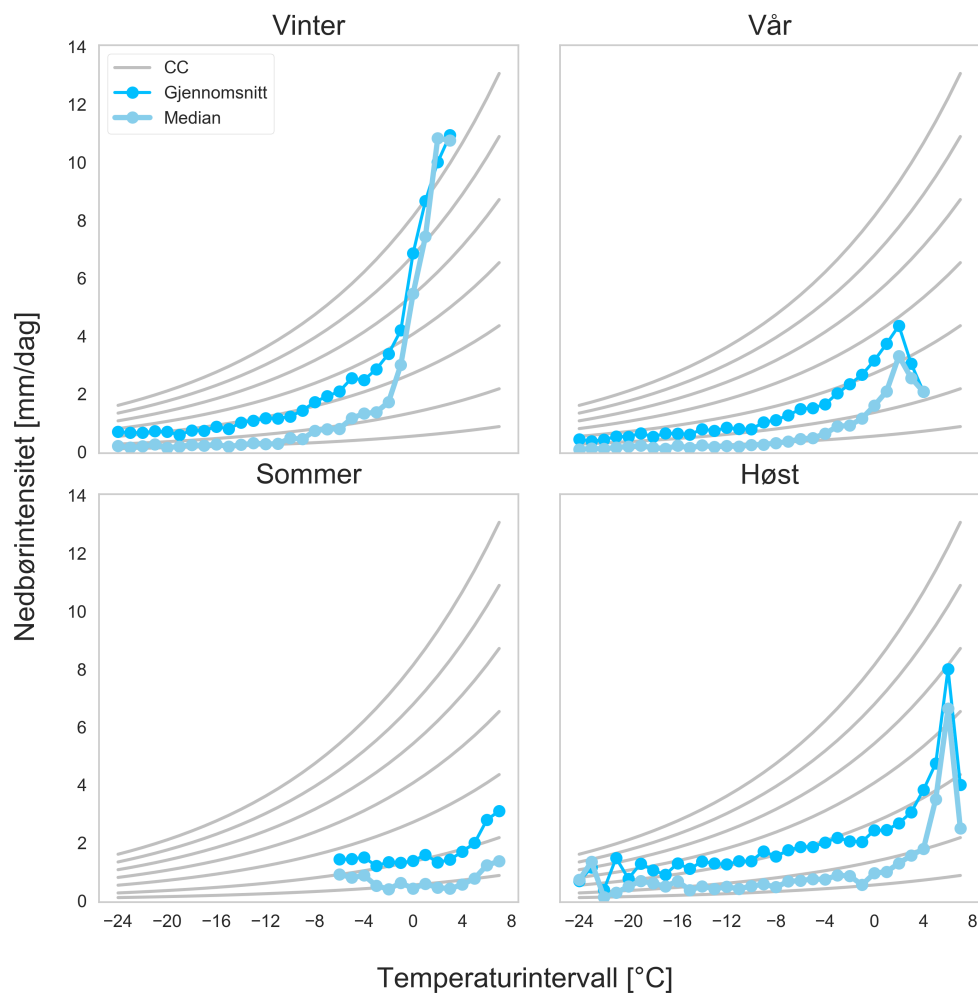




Figur A.3: Nedbørintensitet ved Isfjord Radio for temperaturintervall på 4 °C, fra  $\leq -24$  til  $\geq 8$  °C, delt inn i årstider, for observasjonsdata i rosa og Svalbard-Imp-data i blå. Medianen er markert med en horisontal strek inne i boksen. 25- og 75- prosenttil er markert som endene til boksen, og halene markerer 5- og 95- prosenttil. Den røde prikken markerer gjennomsnittet.

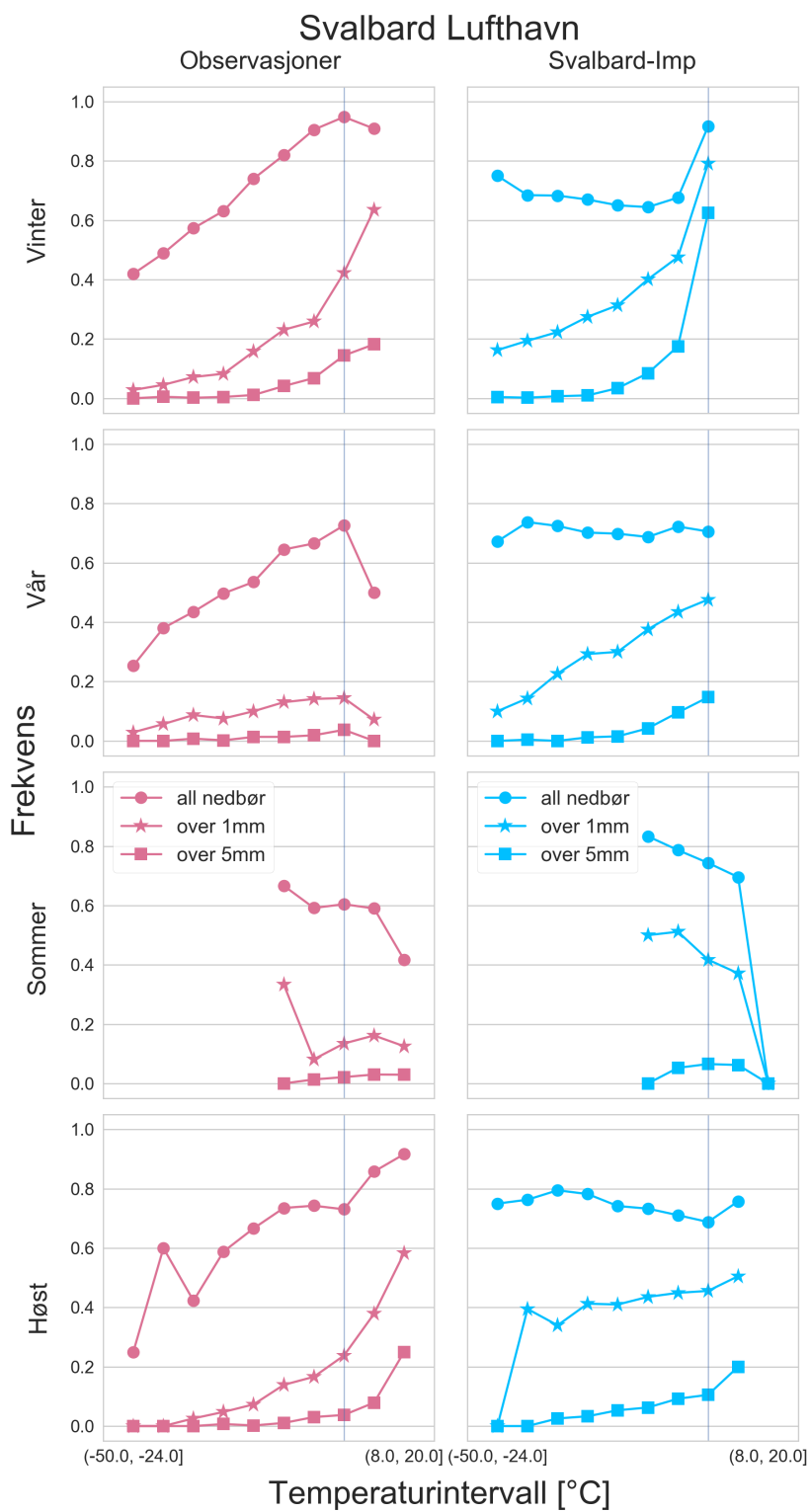


Figur A.4: Nedbørintensitet ved Hornsund for temperaturintervall på 4°C, fra  $\leq -24$  til  $\geq 8$  °C, delt inn i årstider, for observasjonsdata i rosa og Svalbard-Imp-data i blå. Medianen er markert med en horisontal strek inne i boksen. 25- og 75- prosenttil er markert som endene til boksen, og halene markerer 5- og 95- prosenttil. Den røde prikken markerer gjennomsnittet.

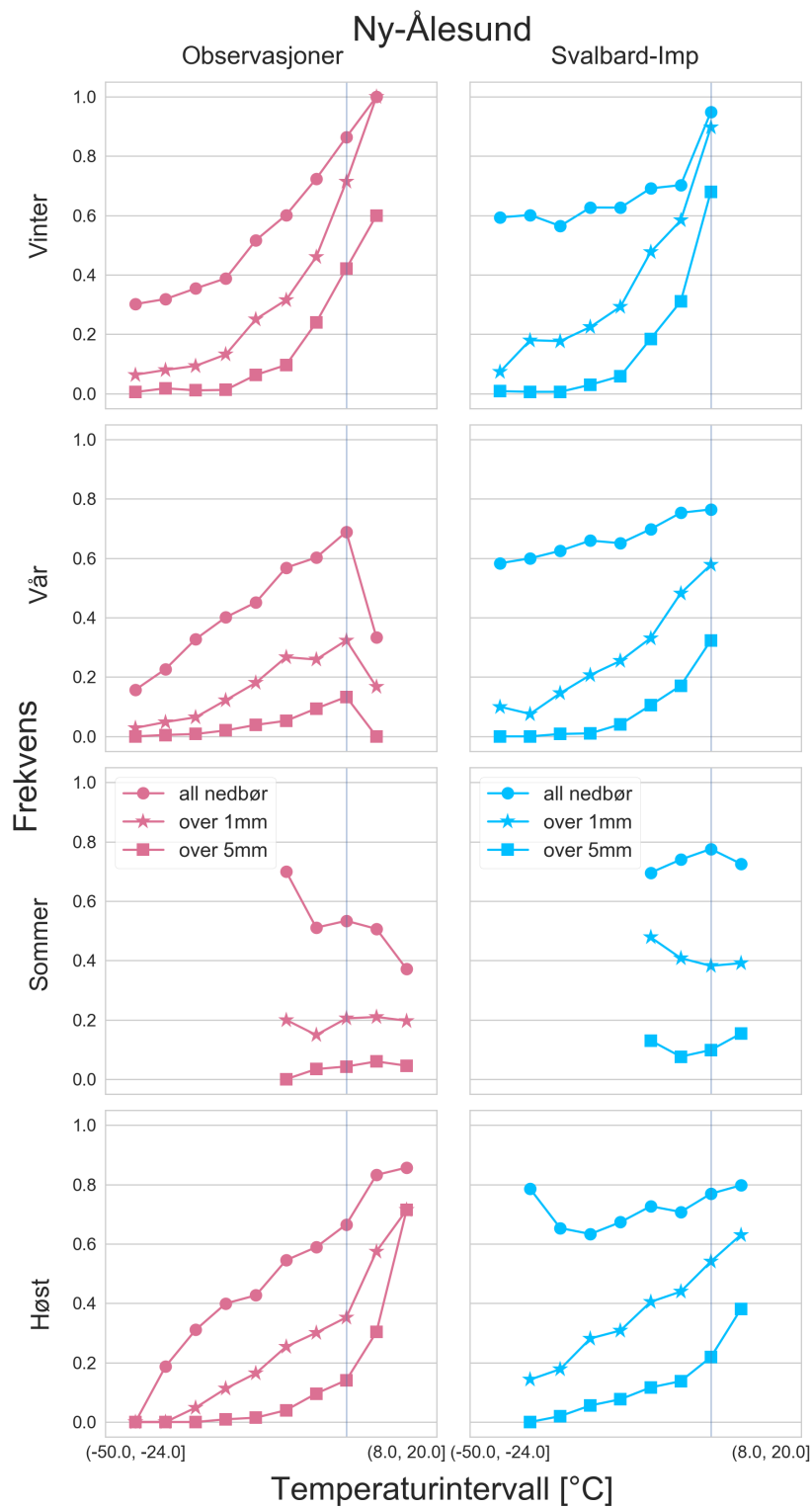


Figur A.5: Nedbørintensitet for temperaturintervall på 1 °C, fra  $\leq -24$  til  $\geq 8$  °C for Svalbard-Imp-data for alle fire målestasjoner. For hvert temperaturintervall er median gitt i lys blå, og gjennomsnitt gitt i mørk blå. De grå linjene markerer en økning i nedbørintensitet på  $7\%^{\circ\text{C}^{-1}}$ , som tilsvare Clausius-Clapeyron-raten for ulike startverdier av nedbørintensitet ved det laveste temperaturintervallet.

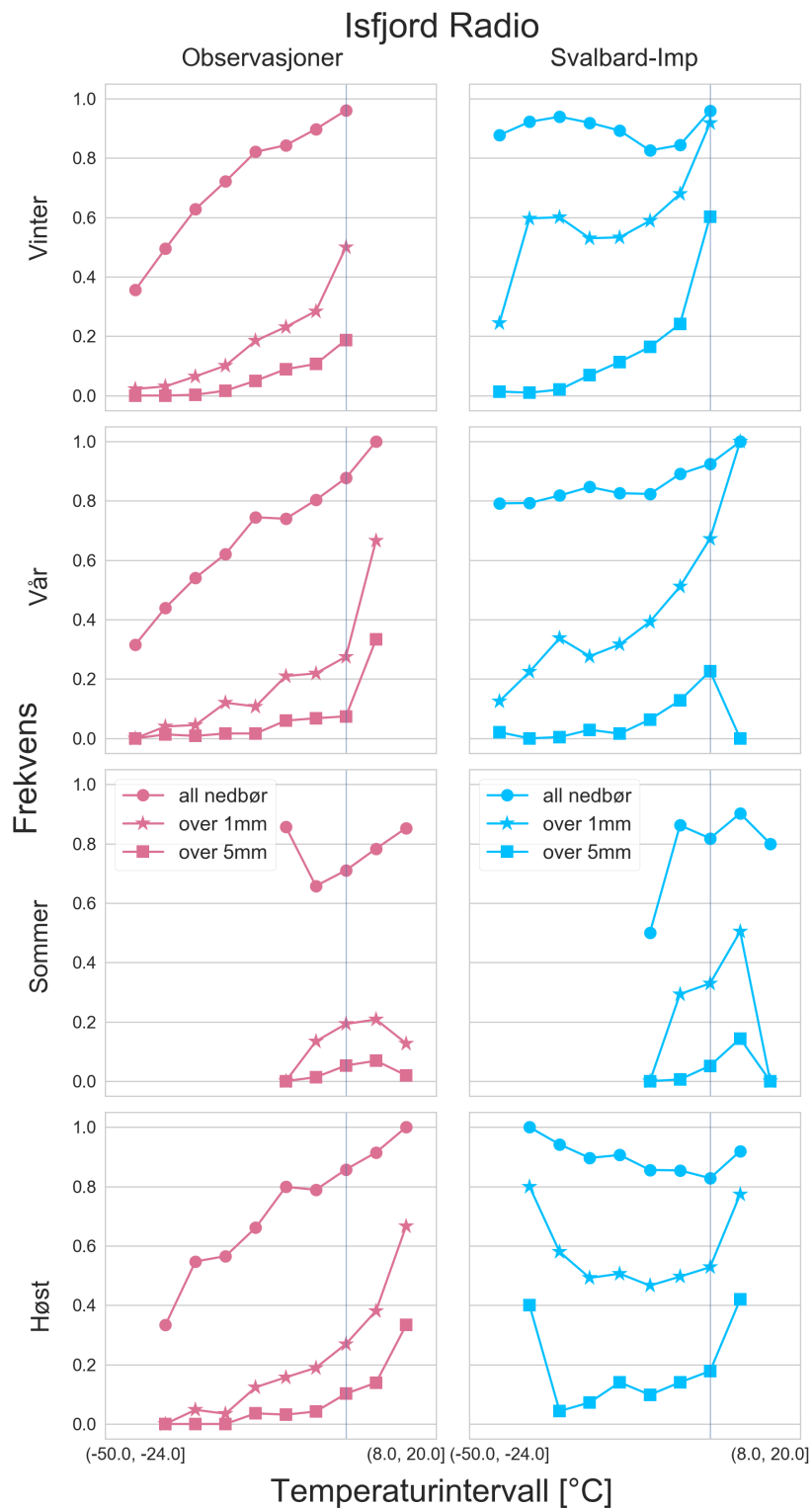
## A.2.2 Nedbørfrekvens



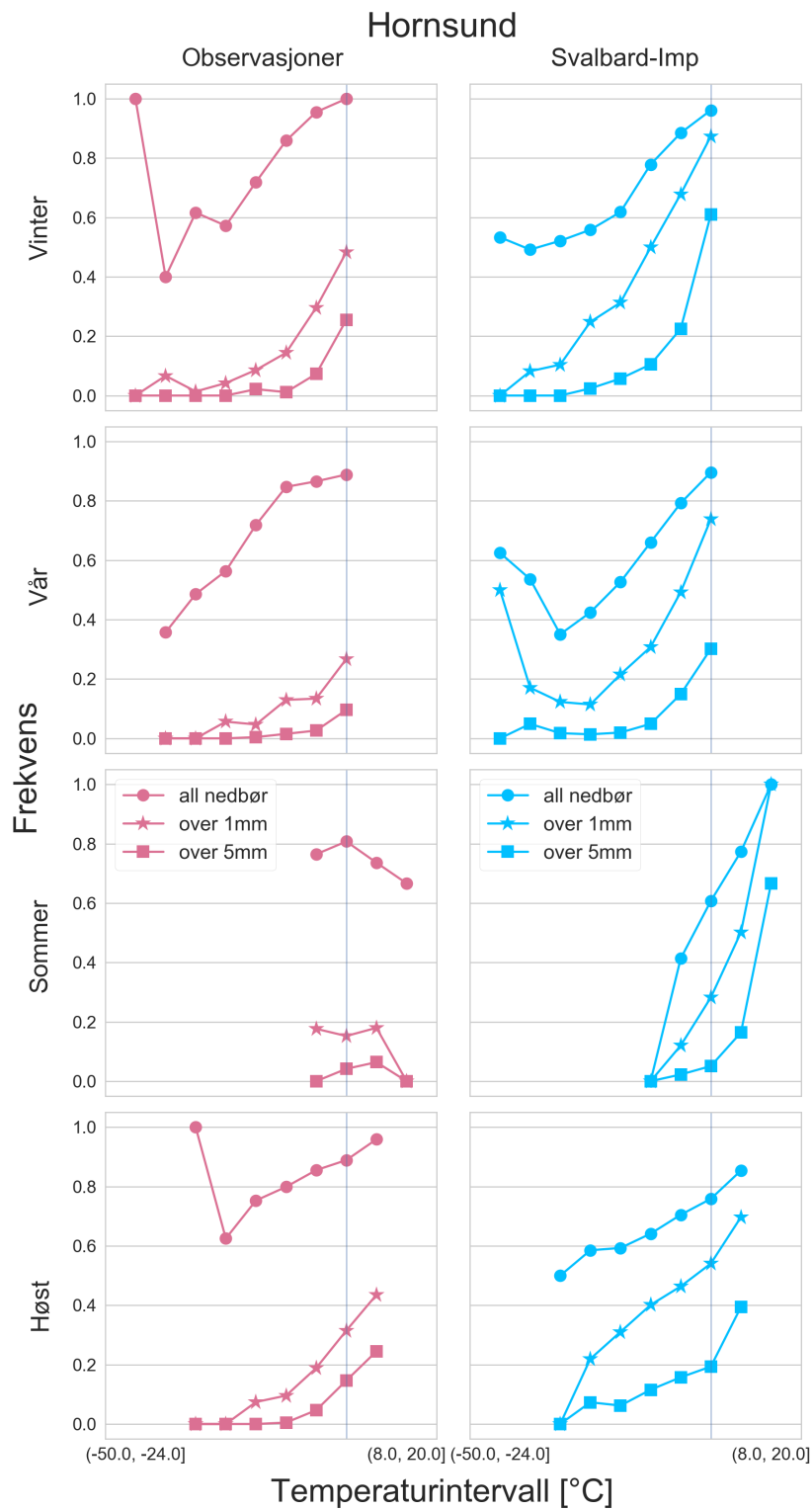
Figur A.6: Andel dager med nedbør (prikker), dager med nedbør  $\geq 1$  mm (stjerner) og andel dager med nedbør  $\geq 5$  mm (firkant) for Svalbard lufthavn for temperaturintervall på 4°C, fra  $\leq -24$  til  $\geq 8$ °C, delt inn i årstider, for observasjonsdata i rosa og Svalbard-Imp-data i blå.



Figur A.7: Andel dager med nedbør(prikker), dager med nedbør  $\geq 1$  mm(stjerner) og andel dager med nedbør  $\geq 5$  mm(firkant) for Ny-Ålesund for temperaturintervall på 4°C, fra  $\leq -24$  til  $\geq 8$  °C, delt inn i årstider, for observasjonsdata i rosa og Svalbard-Imp-data i blå.



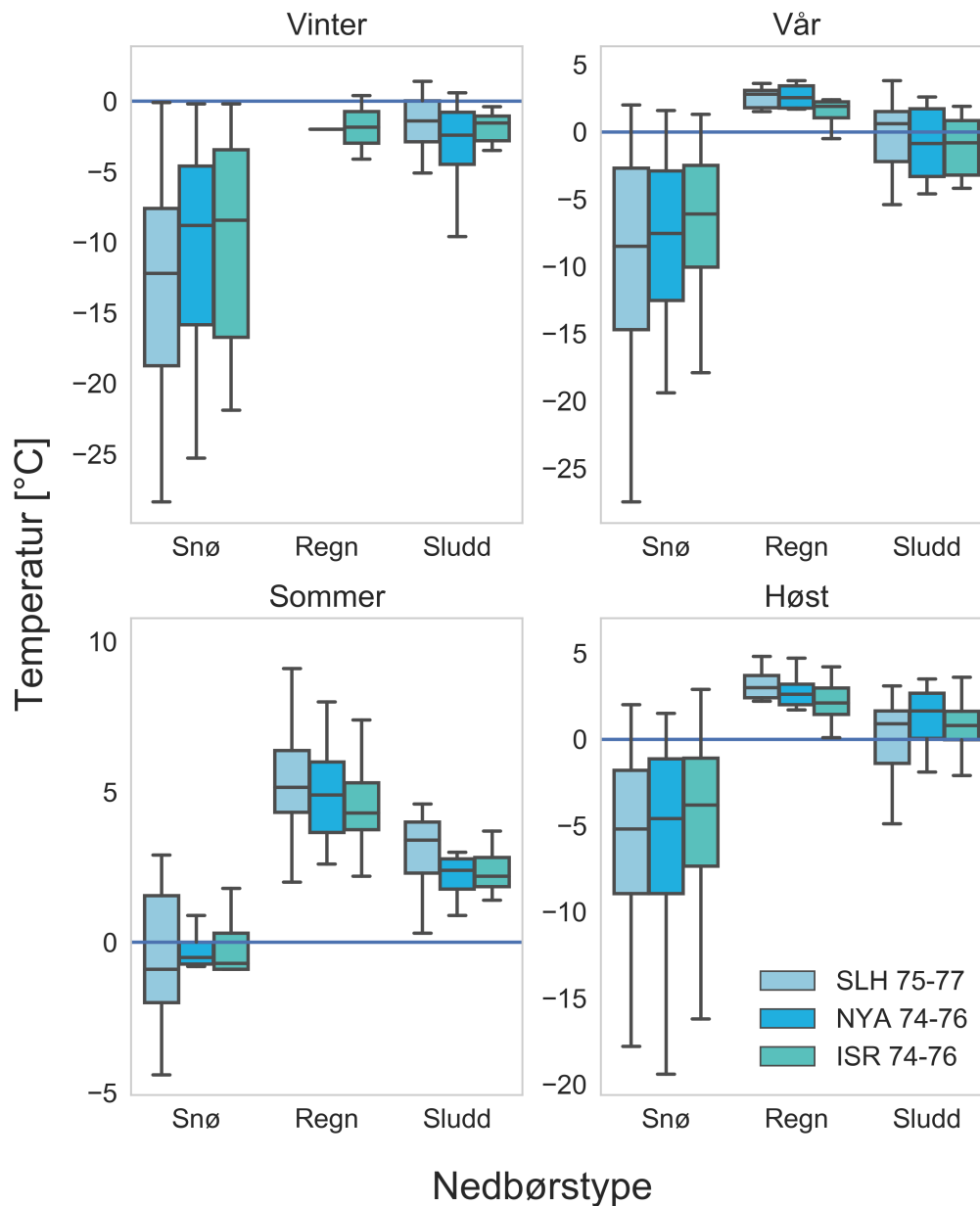
Figur A.8: Andel dager med nedbør (prikker), dager med nedbør  $\geq 1$  mm (stjerner) og andel dager med nedbør  $\geq 5$  mm (firkant) for Isfjord Radio for temperaturintervall på 4 °C, fra  $\leq -24$  til  $\geq 8$  °C, delt inn i årstider, for observasjonsdata i rosa og Svalbard-Imp-data i blå.



Figur A.9: Andel dager med nedbør(prikker), dager med nedbør  $\geq 1$  mm(stjerner) og andel dager med nedbør  $\geq 5$  mm(firkant) for Hornsund for temperaturintervall på 4°C, fra  $\leq -24$  til  $\geq 8$  °C, delt inn i årstider, for observasjonsdata i rosa og Svalbard-Imp-data i blå.

## A.2.3 Nedbørtype

## overlapp mellom ISR, NYA og SLH



Figur A.10: Temperaturer for nedbørobservasjoner av type snø, regn og sludd for hver årstid ved Svalbard lufthavn(1975-1977), Ny-Ålesund(1974-1976) og Isfjord Radio(1974-1976). Streken i midten av boksen markerer medianen, endene av boksen markerer 25- og 75- prosentilene, og halene markerer 5- og 95- prosentilene. 0 °C er markert med horisontal strek.











**Norges miljø- og biovitenskapelige universitet**  
Noregs miljø- og biovitenskapelige universitet  
Norwegian University of Life Sciences

Postboks 5003  
NO-1432 Ås  
Norway